

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**TECTONO-ESTRATIGRAFIA E
MODELAÇÃO DE SISTEMAS
PETROLÍFEROS DA BACIA DO PORTO**

João Pedro Malveiro Casação

Dissertação orientada por:

Professor Doutor Nuno Lamas de Almeida Pimentel

Mestrado em Geologia

(Especialização em Estratigrafia, Sedimentologia e Paleontologia)

2015

(Página intencionalmente deixada em branco)

Resumo

Este trabalho consiste genericamente na reavaliação do potencial petrolífero da Bacia do Porto, localizada no sector Noroeste da margem ocidental portuguesa. Esta análise compreende a identificação dos principais eventos tectono-estratigráficos que controlaram a evolução da bacia e do sector no *offshore* profundo, contíguo a esta, bem como a análise da evolução da maturação dos intervalos geradores identificados.

A Bacia do Porto teve algum histórico de exploração de hidrocarbonetos no final do século XX até há cerca de 20 anos atrás, com a realização de cinco poços exploratórios e várias campanhas de aquisição sísmica 2D, a última da qual executada no ano 2001. A reinterpretação das linhas sísmicas confirmou a existência de um sulco de direcção NNW-SSE na zona da plataforma continental, bordejado a Este pela Falha Porto-Tomar, e limitado a Oeste pelo sistema de falhas do talude continental.

A área de estudo considerada evoluiu ao longo do processo de *rifting* multifásico que deu origem ao Oceano Atlântico Norte. Este processo iniciou-se no Triásico Superior até ao momento de ruptura continental entre as margens da Ibéria e Terra Nova, no Aptiano-Albiano. A partir deste momento deu-se o preenchimento da margem por um pacote sedimentar até ao final do Cretácico Superior. No Cenozóico a margem atravessa uma fase de inversão tectónica generalizada, que afectou igualmente a área de estudo. Houve subsidência e levantamento diferenciais ao longo dos sectores aqui definidos, que justificam a deposição pouco espessa a negligenciável na plataforma continental, e mais espessa na zona pós-sopé de talude continental. A coluna litostratigráfica foi redefinida a partir de publicações anteriores e pela reinterpretação dos relatórios de poço, apresentando ser bastante similar à do sector Norte da Bacia Lusitânica.

As sondagens realizadas intersectaram níveis que mostraram ter evidências da geração e acumulação de hidrocarbonetos na bacia. Assim, foram identificados dois intervalos com potencial gerador de hidrocarbonetos. O primeiro corresponde ao início do Jurássico Inferior, na base da Formação Esturjão, e o segundo insere-se no início do Jurássico Superior, no Oxfordiano (Formação Cabo Mondego). Estes dois intervalos deverão ter correspondência com os identificados na Bacia Lusitânica para o Jurássico Inferior (Formações Água de Madeiros e Vale das Fontes), e para o Jurássico Superior (Formação de Cabaços/Vale Verde).

Através da análise dos dados geoquímicos disponibilizados, verifica-se que o intervalo do Jurássico Inferior mostrou ter indícios promissores de potencial gerador, nomeadamente tendo como referência os níveis identificados no poço Lula-1. O intervalo do Oxfordiano foi reconhecido na base do poço Cavala-4, apresentando um razoável potencial gerador de hidrocarbonetos. Porém, a interpretação nas linhas sísmicas leva a considerar que a distribuição desta rocha-mãe será marginal, controlada essencialmente pela paleotopografia e estruturas pre-existentes à deposição no Oxfordiano.

A análise tectono-estratigráfica teve como ponto de referência as publicações de Gawthorpe (1987), Ebinger (1999), Morley (1999), Leeder & Gawthorpe (2000) e Acocella *et al.* (2005). Estas revelaram ser bastante úteis para a identificação de modelos tectónicos em sistemas de rifte análogos aos verificados neste sector da margem. Com

base nestes, e a partir da interpretação dos mapas de espessuras criados para cada unidade sismoestratigráfica idealizada, foi possível considerar a existência de rampas de ligação durante as fases de clímax de rifte do Jurássico Superior e Cretácico Inferior. Estas deverão ter sido responsáveis pelo desenvolvimento de sistemas deposicionais essencialmente siliciclásticos de uma superfície mais elevada, proximal, para zonas mais distais criadas pela elevada subsidência tectónica. As zonas de acomodação ENE-WSW terão evoluído para falhas de transferência durante esta fase, constituindo *bypass's* sedimentares nas zonas de *rift shoulder*, conduzindo assim os sedimentos siliciclásticos para as zonas mais distais, a Oeste.

Através da utilização do *software* PetroMod 1D (IES-Schlumberger) foram realizados exercícios de modelação, de forma a avaliar a maturação dos dois principais intervalos com bom potencial gerador que foram determinados. A partir da integração de dados de geoquímica orgânica, cinética do querogénio e definição das condições-fronteira (Fluxo de Calor, paleobatimetria e superfície de interface água-sedimento) definiu-se a curva que descreve a variação da temperatura ao longo do tempo e o modo como esta tem impacto na entrada da janela de geração de hidrocarbonetos. Os modelos térmicos produzidos indicam o momento crítico da expulsão de um determinado hidrocarboneto gerado, o que influencia a avaliação dos *timings* de eventos de sistemas petrolíferos.

Tendo em consideração os resultados da modelação de maturação e os dados presentes nos relatórios de poço, reavaliaram-se o tipo e carácter de elementos de sistemas petrolíferos na Bacia do Porto, o que levou à definição de uma Carta de Eventos de Sistema Petrolífero. De forma a avaliar a existência e tipo de sistemas petrolíferos na margem subexplorada no *offshore* profundo, incluída na área de estudo, projectou-se todo o conhecimento da litostratigrafia, evolução geodinâmica, ciclos de transgressão-regressão e variação do nível do mar desde a Bacia do Porto para a área mais distal. Esta ferramenta de estudo denominada genericamente por «Diagrama de Wheeler» revelou ser extremamente útil para um exercício de especulação, com critério, das variações litológicas mais prováveis de serem encontradas na margem proximal externa, com impacto na definição dos prováveis elementos de sistemas petrolíferos.

A comparação da zona a Oeste da Bacia do Porto no *offshore* profundo, com a margem conjugada Canadiana, especificamente com a Bacia de Flemish Pass, foi importante como análogo de exploração. As recentes descobertas comerciais nessa bacia constituíram uma importante mudança de paradigma exploratório, esperando-se que constituam bons prenúncios para o recentrar da exploração petrolífera neste sector da margem, que apresenta uma sequência litostratigráfica bastante semelhante.

Palavras-chave:

Bacia do Porto; Tectono-estratigrafia de bacias tipo-rifte; Geoquímica orgânica; Modelação térmica; Sistemas Petrolíferos

Abstract

This work consists mainly on the reevaluation of petroleum potential of Porto Basin, located on the northwestern sector of the Portuguese occidental margin. This analysis consisted on the identification of the main tectono-stratigraphic events that controlled the basin's evolution and the adjacent deep offshore sector, as well as maturity analysis of the main recognized source rock intervals.

The Porto Basin had some hydrocarbon exploration record at the end of the XX century, until 20 years ago, with five exploration wells drilled and several 2D seismic acquisition campaigns that lasted until 2001. The seismic lines reinterpretation confirmed the existence of a NNW-SSE trend basin on the continental shelf, bordered to the east by the Porto-Tomar Fault, and limited to the west by the slope-fault system.

The study area evolved through the multiphased rifting process that ultimately originated the Northern Atlantic Ocean. This process started from the Late Triassic, until the continental breakup event between Iberia and Newfoundland, in the Aptian-Albian. From this moment onwards the margin was filled with the post-rift sedimentary cover, until the Late Cretaceous. During the Cenozoic the margin suffered a generalized tectonic inversion phase, which also affected the study area. There was differential subsidence and uplift throughout the defined sectors that can explain the less sedimentary cover on the continental shelf, and thicker packages beyond the continental slope. The Porto Basin's lithostratigraphic chart was redefined taking in account previous publications and reinterpreting well reports, displaying a good deal of similarities to the Northern Lusitanian Basin.

The wells intersected a few intervals that show some evidence for hydrocarbon generation and accumulation throughout the basin, and two main source rocks were identified. The first one was on the base of the Early Jurassic marine shales (base of the *Esturjão* Formation), and the second one on the Upper Jurassic marls (the Oxfordian *Cabo Mondego* Formation). These two intervals should match the ones identified on the adjacent Lusitanian Basin, for the Early Jurassic (*Água de Madeiros* and *Vale das Fontes* formations), and the Late Jurassic (*Cabaços/Vale Verde* Formation).

Through the geochemical data analysis it was confirmed that the Early Jurassic source rock intervals held promising evidences for petroleum generation, especially the ones identified on the Lula-1 well. The Oxfordian source rock was only identified at the base of the Cavala-4 well, showing a fair potential for hydrocarbon generation. However, seismic lines interpretation lead to believe that this source interval shall be marginally distributed, controlled essentially by paleotopographic features and pre-existing structures prior to the Oxfordian deposition.

The tectono-stratigraphic analysis took in consideration some classic publications, such as Gawthorpe (1987), Ebinger (1999), Morley (1999), Leeder & Gawthorpe (2000) and Acocella *et al.* (2005). These works showed to be extremelly useful to recognize tectonic models at this margin sector from analogue rift systems. Based on these analogues, and interpreting thickness maps for each sismostratigraphic unit, it was possible to consider the existence of relay ramps during the rift climax, on the Late

Jurassic and Early Cretaceous. These should be responsible for the establishment of essentially siliciclastic depositional systems from a higher, proximal area, into the newly-formed distal zones, created by intense tectonic subsidence. During this phase the ENE-WSW accommodation zones should have evolved into transfer faults, controlling the rift shoulder sedimentary bypass into the distal zones, on the west.

Thermal modeling exercises were performed using PetroMod 1D (IES-Schlumberger) software, in order to evaluate maturity of the two main potentially generating intervals. The integration of organic geochemical data, kinetics and the establishment of boundary conditions (heat flow, paleowater-depth and surface-water interface temperature) lead to define the basin's thermal evolution through time and its impact on the oil and gas generation windows. The results of thermal modeling showed the critical moment of hydrocarbon expulsion, which influenced the evaluation of petroleum systems timing of events.

Considering the modeling outcomes and the evaluation data on some well reports, the type and character of petroleum system elements for Porto Basin was reevaluated, and a Petroleum System Events Chart was defined. In order to evaluate the presence and types of possible petroleum systems on the underexplored deep offshore included on the study area, lithostratigraphic knowledge, geodynamical evolution, transgression-regression cycles and sea-level variation were projected from Porto Basin into the distal area. This technique, commonly known as the «Wheeler Diagram», proved to be extremely useful as an insightful speculative exercise of lithology variation predictions on the proximal external margin, which has impact on petroleum system elements definition.

The comparison of the deep offshore domain to the west of Porto Basin with the Canadian conjugate margin, namely the Flemish Pass Basin, was important as an exploration analogue. Recent commercial discoveries on that basin constituted an important exploration paradigm shift, and it's expected that it could be a good premonition for refocusing the petroleum exploration on this margin, which has a similar lithostratigraphic sequence.

Keywords:

Porto Basin; Tectono-stratigraphy of rift-type basins; Organic geochemistry; Thermal modeling; Petroleum Systems

Nota Pessoal e Agradecimentos

Já alguém dizia que “chegar não é importante. Para quê chegar quando é a viagem que me fascina”, frase (feita?) que retive ao longo deste último ano, e que me manteve motivado na aprendizagem e na sensação de descoberta permanente. No final desta jornada, é bom perceber que não é só a viagem que importa, mas principalmente a chegada. Este é o concluir de uma etapa de dedicação, na qual dei o melhor que tinha neste desafio pessoal. Não foi, contudo, um caminho fácil. A ansiedade de conseguir corresponder às minhas próprias expectativas e as naturais dúvidas ao longo deste percurso só foram ultrapassadas com o apoio de um número indeterminado de colegas e amigos. Obrigado por não me deixarem deslizar nas alturas mais difíceis.

Nesta corrida contra o tempo, fico com a sensação de dever cumprido, apesar das imperfeições e falhas que certamente existirão neste trabalho. Não posso, contudo, de deixar de agradecer a todos os que de uma ou outra forma me apoiaram a chegar até aqui.

A primeira nota de agradecimento vai naturalmente para a Partex Oil & Gas, por ter financiado e apoiado este projecto de estágio, que resultou na presente dissertação. Agradeço individualmente ao Prof. Dr. António Costa Silva e ao Eng^o Luís Guerreiro por terem facilitado a minha integração na empresa ao longo dos últimos nove meses de estágio, por terem acreditado na importância deste estudo como contributo para o conhecimento do potencial petrolífero neste sector e pela permissão da publicação dos resultados, esperando futuramente que a cooperação entre a academia e a indústria continue a existir.

Ao Professor Nuno Pimentel, pelo seu apoio incondicional ao longo desta dissertação. Pela motivação que me soube dar, em especial nas alturas mais difíceis, e por todo o tempo despendido. No aspecto mais pessoal agradeço por me ajudar a encontrar novas formas de olhar para o mundo, e pela amizade que fica. Grande parte das oportunidades criadas ao longo deste tempo e aprendizagem (não apenas académica) se devem a si.

Ao IEFP, por ter permitido que eu pudesse realizar este trabalho com uma bolsa de estágio profissional.

Ao UPEP (Unidade de Pesquisa e Exploração de Recursos Petrolíferos), nomeadamente ao José Miguel Martins e Carlos Moita, pela disponibilização dos dados de relatórios de poço, sem os quais esta dissertação não seria viável.

Ao Consórcio Petrobras/Galp/Partex, por ter financiado a compra de um relatório técnico essencial para o desenvolvimento deste trabalho.

À IES Schlumberger, nomeadamente ao Dr. Jacobo Marquis, por ter disponibilizado uma licença temporária de utilização do *software* PetroMod, sem a qual este trabalho não seria possível.

Ao Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa, por me ter facultado as condições logísticas para eu desenvolver parte do meu trabalho de investigação.

Ao nível técnico-profissional, este trabalho não seria de todo possível sem o contributo dos meus colegas na Partex. Agradeço assim, sem ordem de importância, ao Pedro Barreto, Pedro Leonardo (ainda hoje estaria a inserir SEG-Y's no Landmark!), Cláudia Silva, Carlos Maciel e Sofia Pinheiro. A este conjunto de pessoas não posso deixar de referir o Nuno Inês, Carlos Neves, José Sousa, Maria Helena Caeiro e Pedro Pinto. A todos, o meu sincero agradecimento por estes meses de companheirismo.

Ao Dr. Luís Lapão e Dr. José Esteves de Matos, pela partilha de conhecimento e apoio na busca de dados aparentemente esquecidos.

Ao Professor Rui Pena dos Reis, por ter aceitado ser co-orientador desta dissertação, e pelos conselhos nomeadamente no que toca ao entendimento da evolução da margem.

Ao Dr. Ricardo Pereira, pela discussão produtiva tivemos naquela hora e meia de Skype que, parecendo pouco, veio ajudar a clarificar algumas questões que tinha (e ajudar a repensar noutras!).

Ao Dr. Duarte Soares, por me ter esclarecido alguns pontos relacionados com a sua tese de Doutoramento, e que se revelaram bastante úteis na interpretação de alguns dos dados.

Ao Bernardo Teixeira, por me ajudares a “desatar nós” e simplificar conceitos “modelatórios” por vezes demasiado complexos na minha cabeça. Pela amizade, conselhos, e por me trazeres de volta à realidade nas alturas certas!

A todos os meus amigos que estiveram ao meu lado ao longo deste último ano... em especial à Joana, companheira “mestra”, Pessoa, Fred, Soares (continuo a luta pela promoção do Mesozóico!), Renato (agora já não há “desculpas”!) e todos os outros que me apoiaram directa ou indirectamente.

Ao Marco e Catarina, sei que lá longe torcem por mim (“OPC’s”!).

À minha família, sempre presente, em especial ao núcleo duro... aos meus Pais, Catarina, Avós... isto é também para vocês. Obrigado por me ensinarem a “voar” mais alto. À minha madrinha Teresa, talvez a razão primordial em ser geólogo.

À Filipa, por tudo o que passámos juntos. Não somos, nunca fomos, de grandes sentimentalismos... mas sabes que nada disto seria possível se não fosses tu. És a minha força da natureza, o meu porto de abrigo, e a grande razão disto tudo ter acontecido.

Índice

Resumo	I
Abstract	III
Nota Pessoal e Agradecimentos	V
Índice	VII
Índice de Figuras.....	XII
Índice de Tabelas	XXII
Índice de Abreviaturas, Siglas, Símbolos e Unidades	XXIV
1 Introdução	1
1.1 Âmbito	2
1.2 Objectivos	2
1.3 Plano de Dissertação	3
2 Enquadramento	5
2.1 Estado de Arte	6
2.2 A Bacia do Porto	8
2.3 Contexto Geodinâmico	11
2.3 Rifting mesozóico e Inversão Cenozóica.....	13
3 Dados Acedidos	20
3.1 Introdução	21
3.2 Relatório MILUPOBAS.....	21
3.3 Poços Exploratórios e Poço de Pesquisa.....	21
3.4 Linhas Sísmicas 2D	22
3.5 Dados de Geoquímica Orgânica.....	24
3.6 Dragagens.....	24
4 Metodologias de Estudo	26
4.1 Análise de Poço	27

4.2 Interpretação Sísmica.....	27
4.3 Modelo de Velocidades (Conversão Tempo-Profundidade).....	28
4.4 Fundamentos Teóricos	30
4.4.1 Backstripping	30
4.4.2 Eventos Erosivos.....	31
4.4.3 Modelação de Sistemas Petrolíferos	32
4.4.4 Modelação em PetroMod	33
5 Tectono-Estratigrafia de Bacias Tipo Rifte.....	35
5.1 Introdução	36
5.2 Génese e Desenvolvimento de bacias tipo-rifte	36
5.3 Superfície de <i>Breakup</i> Continental.....	38
5.4 Caracterização de Bacias Tipo Rifte.....	39
5.5 Geometrias de Bacias Tipo Rifte.....	42
5.6 Modelos Depositionais	43
5.7 Arquitectura de Sistemas Depositionais Sin-Rifte.....	44
5.7.1 Modelos Depositionais em Domínio Continental	45
5.7.2 Modelos Depositionais em Domínio Marinho.....	47
5.7.3 Modelos Depositionais Carbonatados	48
5.8 Aplicação dos Conceitos de Tectono-Estratigrafia	50
6 Análise Litostratigráfica	51
6.1 Introdução	52
6.2 Análise de Relatórios de Poço.....	53
6.2.1 Triásico Superior, Sequência A	55
6.2.2 Hetangiano, Sequência B.....	56
6.2.3 Sinemuriano – Pliensbaquiano, Sequência C	56
6.2.4 Pliensbaquiano – Aaleniano, Sequência D.....	57
6.2.5 Bajociano – Caloviano, Sequência E	57
6.2.6 Oxfordiano Inferior a Médio, Sequência F.....	58
6.2.7 Oxfordiano Superior – Kimeridgiano, Sequência G	59
6.2.8 Kimeridgiano – Berriasiano Inferior, Sequência H	60
6.2.9 Berriasiano Superior – Aptiano Superior, Sequência I	60
6.2.10 Albiano Inferior – Cenomaniano Superior/Turoniano, Sequência J, K	61
6.2.11 Turoniano – Maastrichtiano, Sequência L.....	62

6.2.12 Paleocénico – Eocénico, Sequência M.....	62
6.2.13 Oligocénico – Neogénico, Sequência N.....	63
6.3 Síntese da Sequência Litostratigráfica da Bacia do Porto	63
7 Análise Tectono-Estratigráfica	66
7.1 Introdução	67
7.2 Interpretação Sísmica.....	68
7.3 Megassequências Sin-Rifte e Pós-Rifte	81
7.4 Controlo Tectónico das sequências sin-rifte	83
7.5 Controlo Tectónico das sequências pós-rifte	90
7.6 Importância da Falha Porto-Tomar.....	76
8 Potencial Geoquímico de Maturação.....	96
8.1 Introdução	97
8.2 Tipos de Querogénio.....	97
8.3 <i>Total Organic Carbon</i> (TOC)	99
8.4 Índice de Hidrogénio	101
8.5 Parâmetro T _{máx}	103
8.6 Potencial de Geração de Hidrocarbonetos	104
9 Modelação de Sistemas Petrolíferos	107
9.1 Introdução	108
9.2 Modelos 1D	108
9.3 Condições Fronteira.....	111
9.3.1 Fluxo de Calor (HF).....	111
9.3.2 Paleobatimetria (<i>Paleo-water depth</i> – PWD).....	114
9.3.3 Temperatura de Interface Água-Sedimento (Surface-Water Interface Temperature (SWIT)).....	115
9.4 Geoquímica Orgânica	116
9.5 Calibração Térmica.....	116
9.6 Resultados da Modelação 1D.....	118
9.6.1 Poço Lula-1.....	120
9.6.2 Pseudo-Poço 1 (depocentro da Bacia do Porto)	121
9.6.3 Pseudo-Poço 2.....	122
9.6.4 Pseudo-Poço 3.....	123

9.6.5 Pseudo-Poço 4.....	124
9.6.6 Pseudo-Poço 5.....	125
9.6.7 Pseudo-Poço 6.....	126
9.6.8 Pseudo-Poço 7.....	127
9.6.9 Pseudo-Poço 8.....	128
9.6.10 Pseudo-Poço 9.....	129
9.6.11 Pseudo-Poço 10.....	130
9.6.12 Pseudo-Poço 11.....	131
9.6.13 Pseudo-Poço 12.....	132
9.6.14 Pseudo-Poço 13.....	133
9.6.15 Pseudo-Poço 14.....	134
9.6.16 Pseudo-Poço 15.....	135
9.7 Interpretação dos resultados da Modelação 1D.....	136
10 Análise de Sistemas Petrolíferos	141
10.1 Introdução	142
10.2 Análise Post-Mortem de Poço	142
10.2.1 Poço 5A-1	142
10.2.2 Poço Cavala-4.....	143
10.2.3 Poço Lula-1	144
10.2.4 Poço Lima-1	144
10.2.5 Poço Touro-1Z.....	145
10.3 Definição de Sistemas Petrolíferos	145
10.3.1 Rochas Geradoras	145
10.3.2 Rochas Reservatório.....	146
10.3.3 Armadilhas.....	148
10.3.4 Carta de Eventos de Sistemas Petrolíferos	149
10.4 Play Paleozóico	150
10.5 Halocinese e Inversão Tectónica	151
10.6 Sistemas Petrolíferos no <i>Offshore</i> Profundo	152
11 Análise das Margens Conjugadas.....	155
11.1 Introdução	156
11.2 Margens Conjugadas.....	156
11.2.1 A Bacia de Flemish Pass	157

11.2.2 Comparação das bacias do Porto e Flemish Pass.....	159
12 Discussão de Resultados.....	163
12.1 Introdução	164
12.2 Síntese da Tectono-Estratigrafia do sector NW da margem Portuguesa	164
12.3 Síntese do Potencial Gerador da Bacia do Porto	166
12.4 Análise de Bacias.....	167
12.5 Modelação de Sistemas Petrolíferos	168
12.6 <i>Timing</i> de Carga de hidrocarbonetos na Bacia do Porto	169
12.7 Ausência de acumulações nos poços realizados.....	171
12.8 Margens Conjugadas.....	172
13 Conclusões e Trabalhos Futuros.....	174
13.1 Conclusões	175
13.2 Trabalhos Futuros	177
Referências Bibliográficas	179
ANEXOS	188
ANEXO A: Mapas de Topo de Unidades Sismo-estratigráficas	189
ANEXO B: Perfis Sísmicos Interpretados.....	194

Índice de Figuras

Figura 2.1 – Localização da Bacia do Porto no contexto das bacias que compõem a Margem Ocidental Ibérica (imagem à direita adaptada de Alves <i>et al.</i> , 2006).....	6
Figura 2.2 – Localização das bacias que compõem a Margem Ocidental Ibérica. Mapas retirados de Murillas <i>et al.</i> (1990), à esquerda, e Alves <i>et al.</i> (2006), à direita, com indicação da área de estudo	7
Figura 2.3 – Mapa magnetométrico regional de campo total reduzido ao pólo, com celas de 2500 m (retirado de Alves, L., 2012)	9
Figura 2.4 – Mapa gravimétrico de anomalia de Ar Livre, com celas de 4000 m (retirado de Alves, L., 2012).....	9
Figura 2.5 – Segmentação da área de estudo. As linhas a tracejado mais espesso indicam o limite entre a margem proximal interna, externa e margem distal	10
Figura 2.6 – Secção E-W ilustrativa da arquitectura da Bacia do Porto e Bacia Interior da Galiza (adaptado de Pinheiro <i>et al.</i> , 1996). Escala vertical em quilómetros	11
Figura 2.7 – Reconstrução paleogeográfica do domínio Norte Atlântico durante os estádios finais de <i>rifting</i> (Aptiano – Albiano). A zona destacada apresenta uma linha colectora, que está representada em perfil na figura seguinte (adaptado de Tankard & Balkwill, 1989)	12
Figura 2.8 – Representação das geometrias extensionais entre a margem canadiana e a margem galega. A área de estudo do presente trabalho é equivalente ao representado no diagrama de baixo. O perfil E-W de cima representa a arquitectura típica do que se encontra na Bacia Interior da Galiza e no Sector Norte da área de estudo neste trabalho (retirado de Mohn <i>et al.</i> , 2015).....	12
Figura 2.9 – Segmentação da MOI (adaptado de Alves <i>et al.</i> , 2009). Identificam-se as primeiras fases de <i>rifting</i> e o seu impacto na estruturação da margem do Triásico Superior ao Cretácico Inferior	14
Figura 2.10 – Segmentação da Margem Ocidental Ibérica (adaptado de Alves <i>et al.</i> , 2009). Aqui está identificada a última fase de sin-rifte, que culmina com o <i>breakup</i> continental no Aptiano Superior, seguindo-se um período genérico de pós-rifte, anterior à inversão tectónica cenozóica	14
Figura 2.11 – Diagrama comparativo da evolução da margem ocidental do Porto, Lisboa e Alentejo ao longo do Cenozóico. Estão destacadas as fases de subsidência e levantamento relativo da margem do Porto (retirado de Alves <i>et al.</i> , 2003)	16
Figura 2.12 – Modelo esquemático da evolução paleogeográfica durante a fase de inversão tectónica no Cenozóico, na Margem Ocidental Ibérica. O tracejado assinala a área de estudo do presente trabalho (retirado de Alves <i>et al.</i> , 2003).....	17
Figura 2.13 – Reconstituição paleogeográfica regional das principais fases evolutivas da Bacia do Porto (imagens adaptadas de Ziegler, 1999).....	19

Figura 3.1 – Localização dos poços e linhas sísmicas analisadas neste estudo, e que definem a área de estudo. Estão representados igualmente os cinco poços realizados na Bacia do Porto bem como o poço ODP, e ainda a localização das dragagens realizadas na margem (Imagem batimétrica da ESRI; Contornos batimétricos da base de dados GEBCO_08 Grid – General Bathymetric Chart of the Oceans).....	23
Figura 4.1 – Tipos de terminações de reflexão sísmica utilizados para identificar as principais inconformidades (adaptado de Catuneanu, 2006)	27
Figura 4.2 – Tipos de reflexões sísmicas internas que caracterizam as fácies sísmicas (adaptado de Mitchum <i>et al.</i> 1977).....	28
Figura 4.3 – Representação da técnica de backstripping unidimensional com uma unidade (Cunha, 2008; retirado de Teixeira, 2012)	30
Figura 4.4 – Fluxo de trabalho simplificado na modelação de sistemas petrolíferos (adaptado de Peters, 2009)	33
Figura 5.1 – Modelo de descolamento de falhas em margens continentais passivas, com características de "lower plate". Este tipo de margem apresenta uma estrutura complexa, com várias gerações de blocos rodados sobre falhas de descolamento (retirado de Lister <i>et al.</i> , 1986).....	36
Figura 5.2 – Modelos esquemáticos da extensão da litosfera continental, originais de Lister <i>et al.</i> (1986) (retirado de Pereira, 2013)	37
Figura 5.3 – Esquema evolutivo simplificado das diferentes fases de rifting, que culmina no rompimento litosférico, criando a <i>lithospheric breakup surface</i> . OCTZ – Ocean-Continent Transition Zone (retirado de Soares, 2014).....	38
Figura 5.4 – Perfil E-W (linhas TGS-NOPEC PD00-903, PDT00-103) que mostra a arquitectura da margem, a estruturação do soco, a sequência genérica sin-rifte, a sequência de <i>breakup</i> e a sequência pós-rifte (LBS – <i>lithospheric breakup surface</i>) (retirado de Soares, 2014)	39
Figura 5.5 – Mapa de superfície interpolada da <i>lithospheric breakup surface</i> , que constitui a base da sequência de <i>breakup</i> . A negro estão representados os altos estruturais de soco; a vermelho está representada a área de estudo (retirado de Soares, 2014)	39
Figura 5.6 – Terminologia adoptada neste trabalho para definir os pacotes tectono-sedimentares (Bosence, 1998)	40
Figura 5.7 – Diagrama que apresenta os principais controlos que influenciam a sequência sedimentar em bacias tipo-rifte não vulcânicas (adaptado de Bosence, 1998)	42
Figura 5.8 – Diagramas tridimensionais evolutivos de um sistema de falhas normais em contexto extensional. Assinala-se a existência de rampas de ligação, e a concentração de deformação nas falhas principais, e abandono dos segmentos menores não conectados no estágio evolutivo B (adaptado de Gawthorpe & Leeder, 2000).	44

Figura 5.9 – Diagrama tridimensional tectono-estratigráfico de Início de Rifte, em ambiente continental	45
Figura 5.10 – Diagrama tridimensional tectono-estratigráfico da fase de Conexão de Falhas (Interaction and Linkage stage), em ambiente continental	46
Figura 5.11 – Diagrama tridimensional tectono-estratigráfico da fase de Continuidade (Through-going fault stage), em ambiente continental	46
Figura 5.12 - Diagrama tridimensional tectono-estratigráfico da fase de Conexão de Falhas (Interaction and Linkage stage), em ambiente costeiro/marinho, de cortejo sedimentar de alto nível	47
Figura 5.13 – Diagrama tridimensional tectono-estratigráfico da fase de Continuidade (Through-going fault stage), em ambiente costeiro/marinho	48
Figura 5.14 – Diagrama tridimensional que mostra múltiplos sistemas deposicionais carbonatados em ambiente marinho ou costeiro, dependendo do posicionamento relativo no bloco rodado (retirado de Leeder & Gawthorpe, 1987)	49
Figura 6.1 – Quadro litostratigráfico da Bacia do Porto, retirado de GPEP (1986), alterado de Witt (1977)	52
Figura 6.2 – Quadro litostratigráfico da Bacia do Porto, adaptado de Cardoso <i>et al.</i> (2011)	52
Figura 6.3 – Perfil interpretativo das secções N-S e E-W da Bacia do Porto, mostrando a estruturação do soco, e com ênfase nas sequências progradantes do Jurássico Superior (imagem original de Moita <i>et al.</i> , 1996, retirado de Alves <i>et al.</i> , 2006)	53
Figura 6.4 – Quadro ilustrativo das formações litostratigráficas identificadas nos relatórios de poço Lu-1, To-1, Li-1, Cv-4 e 5A-1 (Imagem sem escala), segundo um perfil N-S e E-W, a tracejado no mapa	54
Figura 6.5 – Representação sintética das sequências atravessadas por cada poço. O tracejado indica as incertezas em relação às sequências atravessadas. Os poços encontram-se dispostos segundo a ordem cronológica de realização	64
Figura 6.6 – Coluna litostratigráfica sintética da Bacia do Porto, idealizada a partir dos trabalhos de Witt (1977), Moita <i>et al.</i> (1996), Cunha (2008) e Soares (2014)	65
Figura 7.1 – Enquadramento geológico da plataforma continental setentrional portuguesa (adaptado da Folha Norte da Carta Geológica de Portugal 1:500.000)	67
Figura 7.2 – Perfil sísmico (A) e interpretação (B), atravessando a Bacia do Porto (margem proximal interna), até à margem proximal externa («Bacia de Peniche» <i>sensu</i> Soares <i>et al.</i> , 2012). É possível assinalar a presença de um espesso pacote sin-rifte, que termina contra a LBS, a sequência progradante de <i>breakup</i> continental, e o pacote de cobertura pós-rifte (retirado de Soares <i>et al.</i> , 2012)	71
Figura 7.3 – Excerto da linha sísmica composta Line 1 (localização na Fig. 7.4), que intersecta os poços Lula-1 e Touro-1. Observam-se anomalias de amplitude, que aumentam a incerteza quanto à interpretação sísmica (FPF – <i>Fault Propagation Folds</i> , SFS – <i>Slope Fault System</i> ; U1 – Fm Silves & Fm Dagorda; U2 – Fm Esturjão; U3 – Fm	

Cabo Mondego, Fm Alcobaça, Fm Linguado; U4a – Fm Torres Vedras (pré- <i>breakup</i>); U4b – Fm Torres Vedras (pós- <i>breakup</i>); U5 – Fm Cacém; U6 – Fm Gândara, Fm Carapau, Fm Dourada; U7 – Fm Espadarte)	72
Figura 7.4 – Mapa de localização dos perfis sísmicos interpretados <i>Line 1</i> (Fig. 7.5), <i>Line 2</i> (Fig. 7.8), <i>Line 3</i> (Fig. 7.9), <i>Line 4</i> (Fig. 7.10) e <i>Line 5</i> (Fig. 7.11).....	72
Figura 7.5 – Linha sísmica composta (<i>Line 1</i>) que mostra a disposição das unidades sísmo-estratigráficas e a segmentação da margem no Sector Norte da área de estudo (U1 – Fm Silves & Fm Dagorda; U2 – Fm Esturjão; U3 – Fm Cabo Mondego, Fm Alcobaça, Fm Linguado; U4a – Fm Torres Vedras (pré- <i>breakup</i>); U4b – Fm Torres Vedras (pós- <i>breakup</i>); U5 – Fm Cacém; U6 – Fm Gândara, Fm Carapau, Fm Dourada; U7 – Fm Espadarte).....	73
Figura 7.6 – Tipos de estruturas <i>reef buildup</i> pertencentes à Formação Linguado identificadas no excerto da linha sísmica <i>Line 1</i> , no Sector Norte da área de estudo. A e B são exemplos de <i>buildup</i> 's isolados (retirado de Burgess <i>et al.</i> , 2013). Em A o envolvente terá sido depositado após a criação da estrutura, enquanto em B a estrutura é contemporânea à deposição lateral (imagem do canto superior esquerdo adaptada de Soares <i>et al.</i> , 2012).....	75
Figura 7.7 – Representação da segmentação do <i>Horst</i> da Berlenga no último episódio de rifte ante- <i>breakup</i> continental, que se prolonga para a área de estudo do presente trabalho, e a influência das falhas conjugadas (ex: falha da Nazaré) na divisão dos domínios proximais interno e externo (retirado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006).....	76
Figura 7.8 – Perfil sísmico interpretado (<i>Line 2</i>) do Sector Sul da Bacia do Porto, a Oeste do poço 5A-1, onde se evidencia o Sistema de Falhas de Vertente (SFS – <i>Slope Fault System</i>)	76
Figura 7.9 – Perfil sísmico interpretado (<i>Line 3</i>) do Sector Sudoeste da Bacia do Porto (U1 – Fm Silves & Fm Dagorda; U2 – Fm Esturjão; U3 – Fm Cabo Mondego, Fm Alcobaça, Fm Linguado; U4a – Fm Torres Vedras (pré- <i>breakup</i>); U4b – Fm Torres Vedras (pós- <i>breakup</i>); U5 – Fm Cacém; U6 – Fm Gândara, Fm Carapau, Fm Dourada; U7 – Fm Espadarte)	77
Figura 7.10 – Interpretação de um perfil sísmico (<i>Line 4</i>), onde se denota o proeminente Monte Submarino do Porto, e elementos tectono-sedimentares peculiares, como cunhas de crescimento sedimentar contra falhas, blocos rodados, diapirismo e ainda algumas evidências de inversão tectónica.....	78
Figura 7.11 – Interpretação de um perfil sísmico adquirido a Oeste do Porto (<i>Line 5</i>), onde se observam espessos pacotes sin-rifte e elementos peculiares tectono-estratigráficos, como cunhas de crescimento e diapiros	80
Figura 7.12 – Mapas de espessuras (TWT) do pacote sísmo-estratigráfico sin-rifte (Triásico Superior até ao Aptiano-Albiano) produzido a partir da interpretação das linhas sísmicas que cobrem a área de estudo. Os valores das linhas de contorno correspondem a <i>ms</i> (TWT).....	82
Figura 7.13 – Mapas de espessuras (TWT) do pacote sísmo-estratigráfico pós-rifte (Aptiano-Albiano até ao final do Terciário) produzido a partir da interpretação das	

linhas sísmicas que cobrem a área de estudo. Os valores das linhas de contorno correspondem a <i>ms</i> (TWT).....	83
Figura 7.14 – Mapa de espessura total Meso-Cenozóica (TWT) da área de estudo. É de assinalar três sub-bacias, localizadas no sector NE (Bacia do Porto), a meio da área de estudo, e no sector Sul.....	84
Figura 7.15 – Mapa de espessura total de sedimentos meso-cenozóicos, com representação dos principais alinhamentos de falhas que afectam as sequências do Triásico Superior ao Cretácico Inferior, e que por vezes afectam o fundo do mar. A tracejado estão indicadas as falhas prováveis (FP-T – Falha Porto-Tomar; FA – Falha de Aveiro)	85
Figura 7.16 – Esquemas simplificados que mostram: 1) a diferença entre o desenvolvimento de uma rampa de ligação (relay ramp) e o crescimento de uma falha de transferência (retirado de Acocella <i>et al.</i> , 2005); 2) um bloco diagrama que mostra o desenvolvimento de uma rampa de ligação (retirado de Ravnås & Steel, 1998); 3) Esquemas que mostram em A) a acomodação dúctil, e em B) o carácter de acomodação mais frágil, que resulta numa falha de transferência (imagem retirada de Hus, 2004)...	86
Figura 7.17 – Representação tridimensional da superfície actual da base do Jurássico Superior (topo da Formação Esturjão). Estão indicados os possíveis caminhos de migração de sedimentos siliciclásticos da margem proximal interna para a externa, durante a fase de clímax de rifte no Jurássico Superior e Cretácico Inferior	87
Figura 7.18 – Interpretação estrutural simplificada do mapa de espessura total (TWT) da área de estudo, com a representação das principais falhas que controlam a sedimentação. Em baixo está representado um modelo teórico adaptado de Morley (1999) de falhas com zonas de transferência, responsáveis pela criação de rampas de ligação (relay ramps) entre o bloco de apoio e bloco suspenso	88
Figura 7.19 – Secções ilustrativas da disposição da margem proximal interna (à direita) e externa (à esquerda) e as diferenças das superfícies erosivas criadas segundo variações eustáticas (B) e numa situação de levantamento tectónico (C). No último cenário denota-se que o levantamento aumenta em terra, provocando a regressão forçada do nível do mar (retirado de Soares, 2014)	89
Figura 7.20 – Blocos-diagrama que representam alguns aspectos dos sistemas deposicionais na Bacia do Porto, imediatamente antes do <i>breakup</i> continental (A), e após o <i>breakup</i> continental (B) (retirado de Soares, 2014).....	90
Figura 7.21 – Mapa de espessuras (TWT) da cobertura terciária indiferenciada na margem do Porto. É de notar a menor espessura ou ausência no sector a Nordeste (Bacia do Porto <i>s.s.</i>), que indicia a maior influência nesse sector das fases de compressão tectónica, com levantamento e não-deposição/erosão	91
Figura 7.22 – Modelos deposicionais da margem proximal interna e externa do Porto durante o Cenozóico (adaptado de Alves <i>et al.</i> , 2003) (Imagem sem escala).....	92
Figura 7.23 – Representação da falha Porto-Tomar no contexto das unidades tectono-estratigráficas a nível regional. zcPTFA – Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, zcTBC – Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, BoP – Bacia do	

Porto, BL – Bacia Lusitânica, ZCI – Zona Centro-Ibérica, ZOM – Zona de Ossa-Morena, ZSP – Zona Sul-Portuguesa, ZAOL – Zona Astur-ocidental Leonesa, ZC – Zona Cantábrica (adaptado de Ribeiro, 2013).....	93
Figura 7.24 – Interpretação de um excerto da linha sísmica <i>Line 1</i> (E-W), que mostra a posição provável da falha Porto-Tomar, com a cinemática normal mesozóica e o carácter inverso no Cenozóico. As reflexões sísmicas em profundidade encontram-se ocultadas por difracções, que dificultam a interpretação dos horizontes sísmicos, aumentando assim o grau de incerteza quanto à posição do soco Hercínico, tanto no bloco de apoio, à direita da falha, como no bloco suspenso (Tr – Triásico; J1-2 – Jurássico Inferior e Médio; J3 – Jurássico Superior; K1 – Cretácico Inferior; K2 – Cretácico Superior)	94
Figura 8.1 – Projecção dos valores de Índice de Hidrogénio e Oxigénio em diagramas pseudo-Van Krevelen para cada unidade rica em matéria orgânica nos poços 5A-1, Lu-1 e Cv-4, bem como o tipo de hidrocarbonetos que poderão ser gerados.....	98
Figura 8.2 – Variação dos valores de TOC (wt %) ao longo dos poços 5A-1, Lula-1 e Cavala-4. O tracejado indica o topo de cada Formação intersectada (escalas verticais diferentes para cada poço).....	100
Figura 8.3 – Variação do Índice de Hidrogénio ao longo dos poços 5A-1, Lu-1 e Cv-4 (imagens com escalas verticais diferentes)	102
Figura 8.4 – Variação do parâmetro T _{máx} ao longo dos poços 5A-1 e Lula-1	103
Figura 8.5 – Variação do parâmetro T _{máx} ao longo do poço Cavala-4	104
Figura 8.6 – Gráficos que mostram as populações com potencial gerador de cada amostra pertencente a uma determinada Formação, para os poços 5A-1, Lula-1 e Cavala-4, relacionando os valores de IH (pico S2) e TOC (wt%).....	105
Figura 9.1 – Localização dos pseudo-poços seleccionados para a realização de exercícios de modelação térmica, com base no mapa de isopacas (TWT) da sequência deposicional Meso-Cenozóica total da área de estudo.....	109
Figura 9.2 – Gráficos de resultados do backstripping de poços na Bacia do Porto (retirado de Cunha, 2008). As curvas de subsidência tectónica a preto não contabiliza as correcções eustáticas; tem em conta a variação do n.m.m segundo Pitman (1978), a azul, e segundo Watts & Steckler (1979), a rosa (S1, S2, S3 – eventos de subsidência; U1 – eventos de upflit)	111
Figura 9.3 – Gráfico que apresenta a curva de subsidência tectónica calculada por backstripping do poço Lu-1 (próximo do depocentro da Bacia do Porto). Os dois modelos contemplam o rifting com dois episódios (traço a cheio) e com três episódios (a tracejado), com a duração e factores de estiramento dos mesmos ($t_c = 29$ km)	112
Figura 9.4 – Fluxo de Calor adoptado para a evolução térmica da Bacia do Porto, com três fases de rifte consideradas (Triásico Superior, Jurássico Superior, e Cretácico Superior).....	114

Figura 9.5 – Ambientes deposicionais da Bacia do Porto (adaptado de Cunha, 2008), e o gráfico com a variação paleobatimétrica considerada neste trabalho (exemplo do poço Lu-1).....	115
Figura 9.6 – Variação da temperatura de interface água-sedimento (SWIT), tendo como referência a paleobatimetria definida para o exemplo do poço Lu-1	115
Figura 9.7 – Calibração do modelo de maturação (PetroMod) para o poço Lula-1, a partir do ajuste da curva de maturação de Sweeney & Burnham aos valores de reflectância da vitrinite (valores mínimos, médios e máximos). A curva de maturação representativa do modelo térmico utilizado está indicada a tracejado.....	117
Figura 9.8 – Modelo de subsidência do poço Lula-1, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990) (SR1 – intervalo gerador do Jurássico Inferior)	120
Figura 9.9 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no poço Lula-1, e a indicação do Momento Crítico do mesmo intervalo	120
Figura 9.10 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW1, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	121
Figura 9.11 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) e do Jurássico Superior (SR2) no pseudo-poço PW1, e a indicação dos Momentos Críticos dos dois intervalos geradores	121
Figura 9.12 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW2, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	122
Figura 9.13 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW2	122
Figura 9.14 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW3, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	123
Figura 9.15 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW3	123
Figura 9.16 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW4, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	124
Figura 9.17 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW4	124
Figura 9.18 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW5, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	125
Figura 9.19 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW5	125
Figura 9.20 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW6, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	126
Figura 9.21 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW6	126

Figura 9.22 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW7, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	127
Figura 9.23 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW7	127
Figura 9.24 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW8, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	128
Figura 9.25 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW8	128
Figura 9.26 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW9, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	129
Figura 9.27 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW9	129
Figura 9.28 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW10, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	130
Figura 9.29 – Modelo de taxa de transformação dos intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2) no pseudo-poço PW10, e a indicação dos Momentos Críticos dos dois intervalos geradores	130
Figura 9.30 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW11, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	131
Figura 9.31 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW11	131
Figura 9.32 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW12, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	132
Figura 9.33 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW12, e a indicação do Momento Crítico	132
Figura 9.34 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW13, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	133
Figura 9.35 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW13	133
Figura 9.36 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW14, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	134
Figura 9.37 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW14, e a indicação do Momento Crítico	134
Figura 9.38 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW15, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)	135
Figura 9.39 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW15	135

Figura 9.40 – Resumo dos timings de geração de hidrocarbonetos nos modelos realizados para a área de estudo. Estes timings tomaram em consideração os picos de calor ao longo do tempo e a existência especulativa dos intervalos geradores do Jurássico Inferior (Formação Esturjão) e Jurássico Superior (Formação Cabo Mondego) nos pontos modelados	138
Figura 9.41 – Localização das duas principais “cozinhas” de geração de hidrocarbonetos na área de estudo (A e B), definidas com base nas espessuras totais determinadas, e nos resultados de modelação térmica	139
Figura 10.1 – Valores estimados de porosidade dos poços 5A-1, Touro-1 e Lima-1. Estes valores apresentam em geral uma variação que segue uma distribuição logarítmica devido ao aumento da pressão litostática exercida gradualmente nos estratos mais profundos. Os valores aqui representados correspondem a leituras espaçadas de 5 m (imagem retirada de Cardoso <i>et al.</i> , 2012)	148
Figura 10.2 – Carta de Eventos de Sistemas Petrolíferos da Bacia do Porto. Neste quadro estão dispostos os elementos de sistemas petrolíferos considerados para esta área, bem como os principais processos que relacionam os vários elementos.....	150
Figura 10.3 – Diagrama de Wheeler sintético que relaciona a litostratigrafia da Bacia do Porto, os principais eventos geodinâmicos, variações eustáticas (Hardenbol <i>et al.</i> (1998) e ciclos de transgressão-regressão. Na secção E-W estão presentes as potenciais variações litológicas para o offshore profundo, com impacto na definição dos elementos de sistemas petrolíferos	154
Figura 11.1 – Localização da Bacia de Flemish Pass (FPB) e Carson Basin (CB), na margem conjugada da Bacia do Porto (PoB). Mapa adaptado de Lowe <i>et al.</i> (2011) que apresenta a paleogeografia do sector Norte Atlântico entre o Jurássico Superior e o Cretácico Inferior, antes do <i>breakup</i> continental do final do Aptiano.....	156
Figura 11.2 – Localização dos poços Mizzen L-11 e Bay du Nord C-78, na Bacia de Flemish Pass (mapa retirado de Lowe <i>et al.</i> , 2009).....	158
Figura 11.3 – Secção sísmica Sul (B) – Norte (B’), sem escala vertical, em que se assinalam os poços Mizzen L-11, que registou indícios de óleo, e Mizzen O-16, que constituíram importantes descobertas comerciais de hidrocarbonetos na Bacia de Flemish Pass (retirado de Enachescu <i>et al.</i> 2010)	158
Figura 11.4 – Comparação entre as sequências litostratigráficas sintéticas das bacias Flemish Pass e Jeanne d’Arc, na margem Canadiana, e as equivalentes conjugadas ibéricas do Porto e Lusitânica (Sector Norte). Coluna litostratigráfica da Bacia Lusitânica (Norte) baseada em Azerêdo <i>et al.</i> (2003), Rey <i>et al.</i> (2006), Cunha (2008), Pena dos Reis <i>et al.</i> (2010b), Pereira (2013); Coluna litostratigráfica da Bacia do Porto baseada em Witt (1977), Cunha (2008), Soares <i>et al.</i> (2012, 2014); Coluna litostratigráfica da Bacia de Flemish Pass baseada em Foster & Robinson (1993), Lowe <i>et al.</i> (2011) e num folheto informativo da TGS (n. publ.); Coluna litostratigráfica da Bacia Jeanne d’Arc adaptada de Pereira (2013). EQV – Equivalente.....	159
Figura A.1 – Mapa de contorno estrutural da base da sequência Meso-Cenozóica (topo do Soco Hercínico)	159

Figura A.2 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U1 (Formação de Silves & Formação de Dagorda), do Triásico Superior ao Hetangiano.	159
Figura A.3 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U2 (Formação Esturjão), do Sinemuriano ao Caloviano	159
Figura A.4 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U3 (Formação Cabo Mondego, Formação Alcobaça/Grés Superiores, Formação Linguado), do Oxfordiano ao Berriasiano	159
Figura A.5 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U4a (Formação Torres Vedras, ante- <i>breakup</i> continental), do Berriasiano ao Aptiano Superior	159
Figura A.6 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U4b (Formação Torres Vedras, pós- <i>breakup</i> continental), correspondente ao Aptiano	159
Figura A.7 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U5 (Formação Cacém), do Cenomaniano ao Turoniano	159
Figura A.8 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U6 (Formação Gândara, Formação Carapau, Formação Dourada), do Turoniano ao Maastrichtiano Superior	159
Figura A.9 – Mapa de contorno estrutural da base do Terciário (base da Formação Formação Espadarte), do Paleocénico	159
Figura A.10 – Mapa de contorno estrutural do actual fundo do mar	159
Figura B.1 – Mapa de localização das campanhas sísmicas interpretadas, e mapa de localização dos cinco perfis interpretados que se apresentam de seguida	159
Figura B.2 – Perfil sísmico interpretado (<i>Line 1</i>).....	15996
Figura B.3 – Perfil sísmico interpretado (<i>Line 2</i>).....	159
Figura B.4 – Perfil sísmico interpretado (<i>Line 3</i>).....	159
Figura B.5 – Perfil sísmico interpretado (<i>Line 4</i>).....	159
Figura B.6 – Perfil sísmico interpretado (<i>Line 5</i>).....	159

Índice de Tabelas

Tabela 2.1 – Quadro comparativo dos principais eventos geodinâmicos cenozóicos na MOI. A cinzento está destacado a evolução na margem do Porto (retirado de Alves <i>et al.</i> , 2003)	18
Tabela 3.1 – Quadro sumário dos poços analisados neste trabalho	22
Tabela 3.2 – Quadro de síntese das linhas sísmicas analisadas na área de estudo (MOIP – Margem Ocidental Ibérica Profunda; PC – Plataforma Continental; BoP – Bacia do Porto; BC – Bloco Camarão).....	22
Tabela 4.1 – Valores de profundidade (m MD) e de tempo (ms) registados ao longo do poço 5A-1	28
Tabela 4.2 – Quadro onde se apresentam as velocidades intervalares para cada unidade (as sequências litostratigráficas estão descritas em pormenor no Capítulo 6)	29
Tabela 5.1 – Mecanismos geológicos e geodinâmicos que controlam o tipo de Unidades Genéticas ao longo do tempo (Adaptado de Allen & Allen, 2013).....	41
Tabela 7.1 – Quadro com os horizontes sísmicos interpretados, a formação correspondente, e o carácter de terminações que guiou a sua interpretação (LBS – <i>lithospheric breakup surface</i> , <i>sensu</i> Soares <i>et al.</i> , 2012).....	68
Tabela 7.2 – Quadro onde se apresentam as unidades sismo-estratigráficas definidas neste trabalho (LBS – <i>lithospheric breakup surface</i> , <i>sensu</i> Soares <i>et al.</i> , 2012)	69
Tabela 7.3 – Quadro que apresenta as unidades sismo-estratigráficas identificadas, as sequências litostratigráficas correspondentes, as idades prováveis que as constituem e o padrão de reflexões internas	70
Tabela 7.4 – Quadro que apresenta a relação entre as unidades sismo-estratigráficas identificadas, as formações e sequências litostratigráficas que as constituem, e as fases de rifte correspondentes. A existência das unidades 8a e 8b é limitada espacialmente, podendo ser mais espessas na margem proximal externa (LBS – <i>lithospheric breakup surface</i> , <i>sensu</i> Soares <i>et al.</i> , 2012).....	81
Tabela 8.1 – Relação entre o potencial gerador de uma rocha de acordo com a percentagem de TOC (wt.%) medida (adaptado de Peters & Cassa, 1994).....	100
Tabela 8.2 – Quadro de referência entre os valores de IH e os produtos gerados no pico de maturação (Peter & Cassa, 1994).....	102
Tabela 9.1 – Quadro com as coordenadas de cada pseudo-poço modelado (1D)	108
Tabela 9.2 – Quadro com os dados de entrada do poço Lula-1 (U1a – Formação Silves; U1b – Formação de Dagorda; U2 – Formação Esturjão; U3 – Formação Cabo Mondego, Alcobaça, Linguado; U4 – Formação Torres Vedras; U5 – Formação Cacém; U6 – Formação Gândara, Carapau, Dourada; U7 – Terciário indiferenciado; SR1 – Intervalo gerador do Jurássico Inferior).....	110
Tabela 9.3 – Parametrização do modelo térmico (adaptado de Cunha, 2008).....	113

Tabela 9.4 – Quadro que mostra as os parâmetros TOC e IH dos dois intervalos geradores considerados, bem como o tipo de cinética de querogénio correspondente. 116

Tabela 9.5 – Quadro sumário dos resultados de modelação térmica em PetroMod 1D, com a indicação do timing dos principais eventos de maturação nos pontos escolhidos (SR1 – Gerador do Jurássico Inferior; SR2 – Gerador do Jurássico Superior)..... 136

Índice de Abreviaturas, Siglas, Símbolos e Unidades

β – Factor de Estiramento Crustal	Relay ramp – rampa de ligação
BL – Bacia Lusitânica	Ro% – Reflectância da Vitrinite
BoP – Bacia do Porto	<i>sag basin</i> – bacia criada num período de quiescência térmica
<i>breakup</i> – ruptura continental	s – segundos
Cv-4 – Cavala-4	SR1 – <i>Source Rock</i> 1 (Rocha Geradora do Sinemuriano/Pliensbaquiano)
<i>footwall</i> – bloco de apoio	SR2 – <i>Source Rock</i> 2 (Rocha Geradora do Oxfordiano)
FP-T – Falha Porto-Tomar	<i>s.s.</i> – <i>strictu sensu</i>
GPEP – Gabinete de Pesquisa e Exploração de Petróleo	Sw – Saturação em água
<i>hangingwall</i> – bloco suspenso	Reservatório « <i>tight</i> » - reservatório de baixa permeabilidade
IH – Índice de Hidrogénio	TOC – <i>Total Organic Carbon</i> (Carbono Orgânico Total)
IO – Índice de Oxigénio	To-1Z – Touro-1
ISE – Iberian Seismic Experiment	TR – <i>Transformation Ratio</i> (Taxa de Transformação)
k – permeabilidade	TWT – <i>Two-way time</i>
LBS – <i>lithospheric breakup surface</i>	UPEP – Unidade de Pesquisa e Exploração de Recursos Petrolíferos
Li-1 – Lima-1	γ – Factor de Estiramento Mantélico
Lu-1 – Lula-1	°API – Classificação da densidade de óleo segundo o <i>American Petroleum Institute</i>
m – metros	
mD – miliDarcy	
MOI – Margem Ocidental Ibérica	
MOIP – Margem Ocidental Ibérica Profunda	
ms – milissegundos	
n.m.m. – nível médio do mar	
ODP – Ocean Drilling Project	
<i>Offshore</i> – mar aberto	
<i>Onshore</i> – terra	
Φ – porosidade	
PW – <i>Pseudo-well</i> (pseudo-poço)	

*“On ne découvre pas de terre nouvelle sans consentir à perdre de vue,
d'abord et longtemps, tout rivage.”*

André Gide

CAPÍTULO I

Introdução

1.1 Âmbito

O tema desta dissertação surge em continuação do intuito do Departamento de Geologia desta Faculdade em desenvolver alguns aspectos da Geologia de Petróleo, com aplicação directa na Exploração de hidrocarbonetos, ligando o conhecimento dito “académico” ao mundo empresarial. Esta área sempre me despertou grande curiosidade, dado o carácter multidisciplinar inerente às várias fases de projecto. Os variados conhecimentos adquiridos principalmente durante a Pós-Graduação em Geociências de Petróleo e noutros projectos extra-curriculares foram postos à prova, esperando que se traduzam num trabalho consistente, e que poderá desvendar dados importantes no entendimento da evolução geológica do sector mais setentrional da margem ocidental portuguesa e seu potencial petrolífero.

Este projecto surge num período de algumas incertezas associadas ao baixo preço do petróleo, e que veio colocar em suspenso alguns projectos exploratórios a nível global. Por esta razão estou mais uma vez bastante grato à Partex Oil & Gas pela audácia em ter acordado esta parceria com a academia nesta altura de maior incerteza, e por me dar todas as condições ao longo destes nove meses para eu poder desenvolver o meu trabalho, do qual resulta esta dissertação de Mestrado.

Os resultados finais estão descritos nas próximas páginas. Aqui, espero que seja perceptível o meu entusiasmo durante as várias fases do projecto, e que me mantiveram motivado para alcançar os melhores resultados possíveis dentro dos objectivos definidos.

Nota Introdutória: Esta dissertação foi escrita utilizando o antigo Acordo Ortográfico. Algumas das imagens incluídas ao longo da dissertação estão propositadamente legendadas em Inglês, dado o carácter exploratório assumido desde o início do projecto, e de modo a facilitar a utilização por parte de leitores não portugueses.

1.2 Objectivos

O objectivo principal deste trabalho, inscrito no título desta dissertação, é a contribuição para o conhecimento da evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Porto, sua evolução térmica e maturação dos principais níveis geradores desta bacia petrolífera, através de exercícios de modelação térmica.

Essencialmente, o resultado final deste trabalho visa a contribuição para o conhecimento do potencial petrolífero da bacia, evolução geológica e impacto nos sistemas petrolíferos, com definição das áreas e sectores mais promissores. De forma a cumprir estes objectivos, inicialmente foram tidos em conta trabalhos anteriores relacionados com a evolução da Margem Ocidental Ibérica (ex. Boillot *et al.*, 1979; Murillas *et al.*, 1990; Wilson *et al.*, 1990; Alves *et al.*, 2003; Alves *et al.*, 2006; Cunha, 2008; Soares *et al.*, 2014). Foi feita a identificação e compreensão dos principais fases de enchimento sedimentar da bacia, relacionados com os diversos eventos de rife, bem

como os momentos de levantamento tectónico e erosão. Estes eventos marcaram a evolução da bacia, e estão marcados no registo sedimentar nos poços realizados na plataforma continental, e também em linhas sísmicas. A influência tectónica foi decisiva na sedimentação, estando os elementos principais identificados, e alguns destes previamente estudados em terra, como é o caso da Falha Porto-Tomar, que aqui constitui o limite Este da bacia.

De forma a dissertar sobre o potencial de maturação dos níveis geradores da Bacia do Porto utilizou-se dados de geoquímica e Pirólise Rock-Eval referentes aos poços realizados, bem como outros dados de artigos, teses, e outros relatórios, para os principais intervalos geradores identificados. A partir destes dados realizou-se vários exercícios de modelação térmica ao longo da área de estudo, levando em consideração as relações evolutivas entre a plataforma continental e a área do *offshore* profundo. Projectou-se ainda os dados existentes para a plataforma para as áreas mais distais e desconhecidas, interpretando as potenciais variações de litologias, resultando assim na re-definição do potencial petrolífero a nível regional.

1.3 Plano da Dissertação

De forma a melhor estruturar e a facilitar a leitura do trabalho realizado, esta dissertação dividiu-se em oito capítulos. Estes contemplam genericamente as várias fases do projecto, estando dispostos por ordem cronológica:

Capítulo 1 – Objectivos fundamentais propostos no início do projecto e o modo genérico sobre o qual se aplicaram as várias metodologias de estudo;

Capítulo 2 – Esta secção apresenta a contextualização geológica geral e as referências bibliográficas utilizadas para compreender a evolução geodinâmica deste sector da Margem Ocidental Ibérica;

Capítulo 3 – Apresentam-se os dados utilizados para a execução deste trabalho;

Capítulo 4 – Síntese das principais metodologias de estudo que serviram de base para a análise e interpretação dos dados disponíveis;

Capítulo 5 – Fundamentos teóricos que suportam o estudo da tectono-estratigrafia de bacias geradas em contexto de abertura de rifte não vulcânico, contemplando ainda algumas referências ao sector de estudo;

Capítulo 6 – Apresenta-se a revisão litostratigráfica da Bacia do Porto; Descrevem-se as unidades litostratigráficas, a partir da análise integrada dos relatórios de poço e referências externas;

Capítulo 7 – Análise e interpretação dos dados acedidos. Apresentam-se as linhas sísmicas mais representativas do tipo de estruturas que se podem encontrar, mapas de espessuras, bem como a interpretação tectono-estratigráfica geral da margem. Referência à análise da subsidência e quantificação dos eventos erosivos;

Capítulo 8 – Resultados da análise geoquímica que foi feita aos intervalos geradores identificados em poço, de forma a quantificar o potencial gerador na Bacia do Porto; Este capítulo inclui ainda os dados de entrada para a modelação de sistemas petrolíferos usando o *software* PetroMod;

Capítulo 9 – Neste capítulo avalia-se os sistemas petrolíferos da Bacia do Porto, relacionando os dados de relatórios de poço com os resultados obtidos através da modelação térmica;

Capítulo 10 – Neste capítulo avalia-se os sistemas petrolíferos da Bacia do Porto, relacionando os dados de relatórios de poço com os resultados obtidos através da modelação térmica. É feita igualmente a análise das potenciais variações litológicas para área do *offshore* profundo, com impacto nos sistemas petrolíferos;

Capítulo 11 – Comparação entre as margens conjugadas Ibéria e Terra Nova, focando-se na análise das sequências litostratigráficas da Bacia do Porto e de Flemish Pass, bem como os sistemas petrolíferos existentes em ambas as margens;

Capítulo 12 – Discussão dos principais resultados obtidos ao longo desta dissertação, nomeadamente a síntese dos principais eventos tectono-estratigráficos e elementos que caracterizam a bacia, o potencial gerador dos principais intervalos definidos e a problemática da modelação térmica ao longo da margem. É ainda discutido o *timing* de carga de hidrocarbonetos, o porquê da ausência de acumulações nos poços realizados na Bacia do Porto, e a importância do estudo comparativo de margens conjugadas;

Capítulo 13 – Conclusões finais desta dissertação. Propõe-se ainda alguns pontos de discussão que ficaram por explorar com maior detalhe, na perspectiva de haver trabalhos futuros com enfoque na análise exploratória deste sector da margem.

CAPÍTULO II

Enquadramento

“The present is the key to the past.”

Archibald Geikie

2.1 Estado de Arte

A Bacia do Porto, segundo Mougenot (1988), foi apenas detectada através de métodos de exploração de âmbito petrolífero nos anos 70, sendo um fosso que se desenvolveu na plataforma continental galega e minhota segundo uma orientação NNW-SSE. A área geográfica sobre a qual se desenvolveu este trabalho compreende a plataforma continental entre o rio Minho até um pouco antes do cânhamo submarino de Aveiro, bem como toda a área imersa desde a costa litoral (Este) até ao poço ODP 398 (Oeste).

Após os trabalhos de Montadert *et al.* (1974), e Boillot *et al.* (1975) e Group Galice (1979) – no seguimento do programa *Deep Sea Drilling Program*, Murillas *et al.* (1990) apresenta uma primeira abordagem integrada dos vários dados existentes, formalizando um primeiro mapa com as bacias que integram a Margem Ocidental Ibérica, e que coloca a Bacia do Porto na plataforma continental, e a Bacia Interior da Galiza na margem

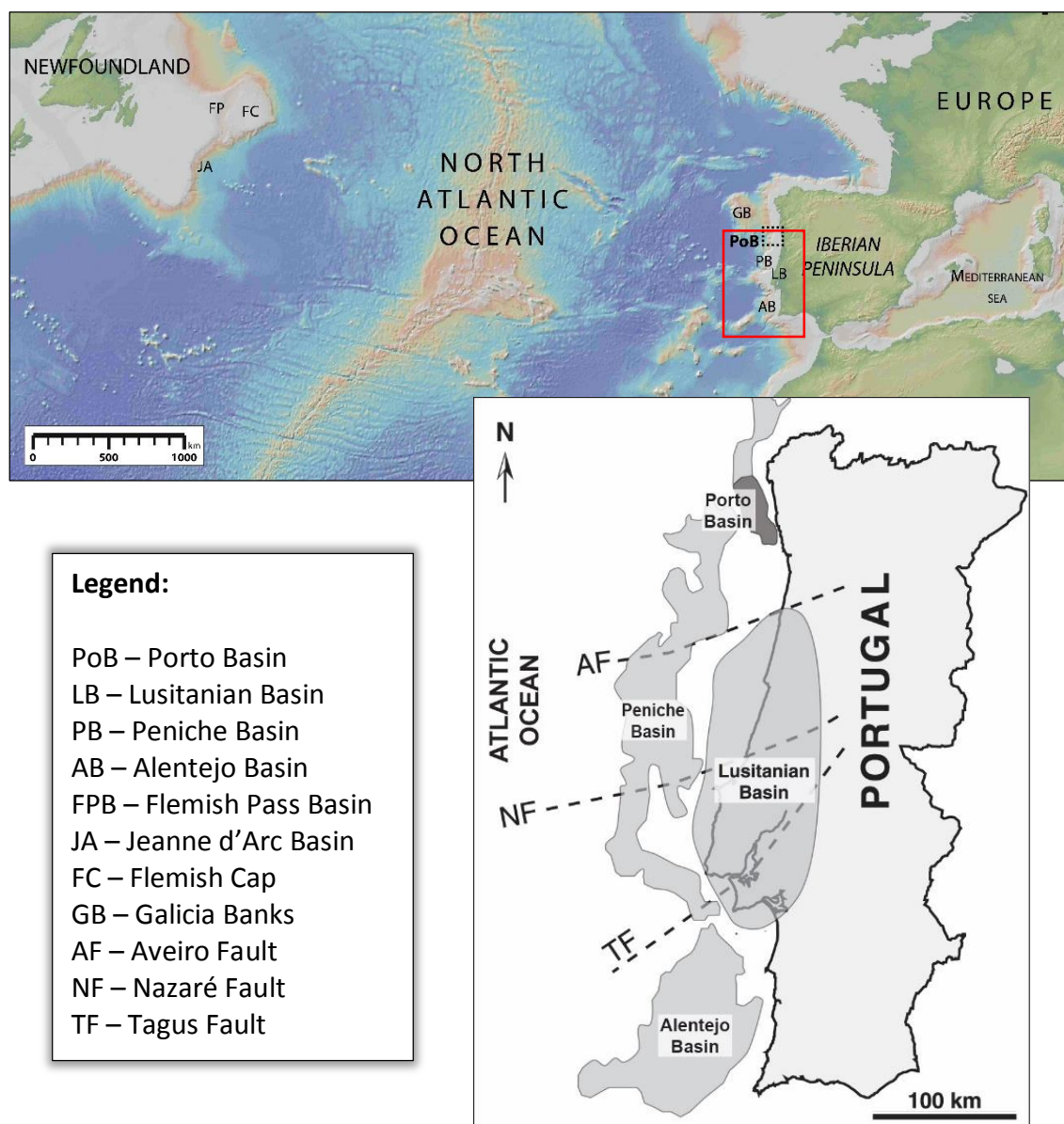


Figura 2.1 – Localização da Bacia do Porto no contexto das bacias que compõem a Margem Ocidental Ibérica (imagem à direita adaptada de Alves *et al.*, 2006)

proximal externa, proveniente de Norte, desde o limite do Banco da Galiza, terminando na falha de Aveiro.

Já Alves *et al.* (2006) define a margem proximal externa considerada neste estudo como fazendo parte do Sector 1 da Bacia de Peniche (Figura 2.2).

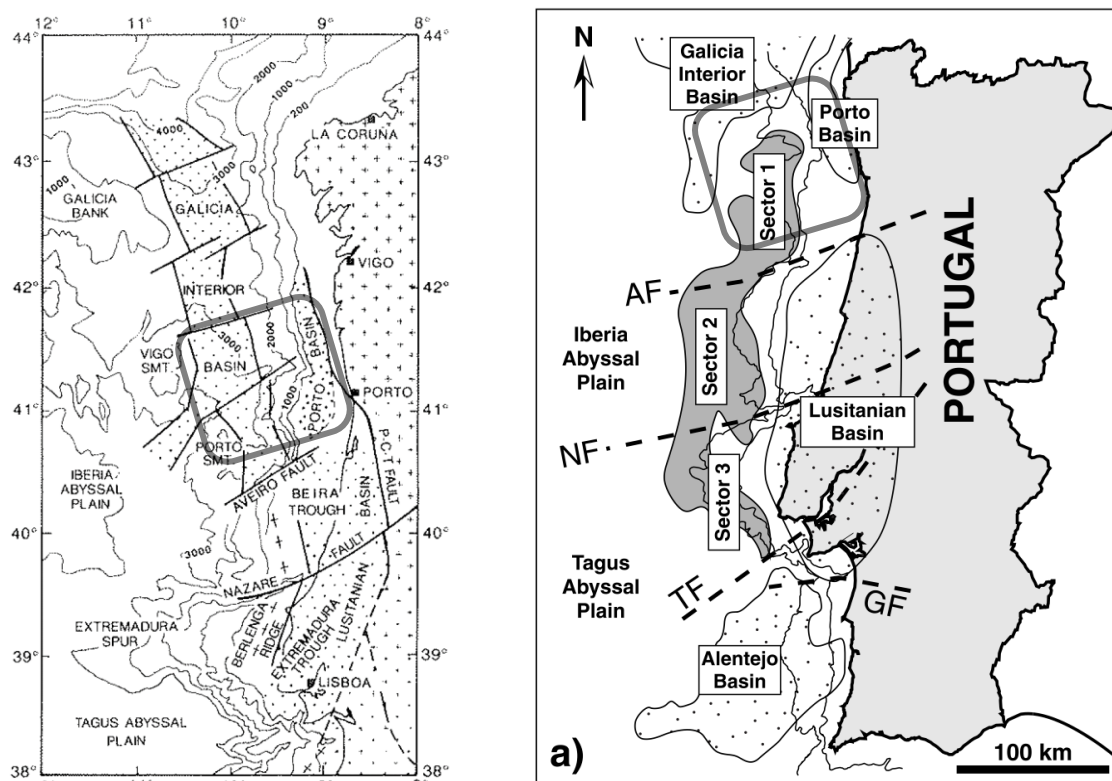


Figura 2.2 – Localização das bacias que compõem a Margem Ocidental Ibérica. Mapas retirados de Murillas *et al.* (1990), à esquerda, e Alves *et al.* (2006), à direita, com indicação da área de estudo

Seguindo a nomenclatura igualmente tomada no projecto MILUPOBAS (Moita *et al.*, 1996) designou-se por «Bacia do Porto» (*strictu sensu*) ao sulco NNW-SSE localizado na Margem Proximal Interna (na plataforma continental), e genericamente de «Margem Proximal Externa» à zona correspondente ao sopé de talude continental e planície abissal (Alves *et al.*, 2006).

Recentemente, a Bacia do Porto foi alvo de estudo mais detalhado, nomeadamente por Cunha (2008), Cardoso *et al.* (2011, 2012) e Soares *et al.* (2012, 2014). Os trabalhos dos dois primeiros autores focaram-se na modelação da subsidência deste sector da margem, bem como na caracterização dos principais pulsos extensionais associados ao *rifting*, a identificação de deformações relacionadas com os eventos compressivos no Cenozóico, e o estudo do potencial de armazenamento de CO₂. Já os trabalhos de Soares *et al.* (2012, 2014) focaram-se na caracterização da sequência de *breakup* continental, analisando essencialmente os pacotes correspondentes à última fase de rifte, durante o Cretácico Inferior.

Embora os principais pacotes sismo-estratigráficos e a sequência de *breakup* continental estejam bem caracterizados neste sector, a análise litostratigráfica detalhada e a definição de sistemas petrolíferos, bem como a análise de maturação e potencial petrolífero são questões que não tinham sido discutidas a nível académico.

2.2 A Bacia do Porto

A Bacia do Porto é uma bacia sedimentar que se desenvolveu na Margem Ocidental Ibérica (MOI) durante o Meso-Cenozóico. À semelhança das restantes bacias peri-Atlânticas (ex: Bacia Lusitânica, Bacia de Jeanne d’Arc, Bacia de Flemish Pass), foi gerada por distensão por estiramento crustal associado à fragmentação da Pangeia, no contexto extensional de abertura do Atlântico Norte (Kullberg, 2000).

A sequência sedimentar desenvolveu-se sobre uma série de bacias de tipo-rifte meso-cenozóicas, estando representadas em geral todas as séries estratigráficas mesozóicas desde o Triásico Superior. Actualmente é uma bacia que está apenas preservada na plataforma continental.

A bacia é alongada cerca de 100 km segundo a direcção NNW-SSE, e tem aproximadamente 30 km de largura. É bordejada a Este pela falha Porto-Tomar, uma importante estrutura geológica de sutura, subvertical, não estirada, e que divide as zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena. A Oeste a Bacia do Porto termina contra as falhas NNW-SSE constituintes da quebra da plataforma continental. A Norte, a bacia estará menos representada, ligando-se à Bacia Interior da Galiza. A Sul, termina progressivamente para uma elevação do soco, e finalmente contra a falha de transferência de Aveiro, de orientação ENE-WSW. As duas orientações estruturais referidas anteriormente são idênticas às de direcção geral de estruturas tardi-hercínicas, o que sugere que o soco Hercínico terá influenciado o *fabric* estrutural da plataforma continental, mas também a topografia e estrutura das regiões mais profundas da margem (Alves *et al.*, 2003).

A área deprimida da Bacia do Porto e da vizinha Bacia Interior da Galiza (Sector Norte da Bacia de Peniche, segundo Alves *et al.*, 2006) pode ser identificada em mapas gravimétricos e magnetométricos regionais, como mostram as figuras seguintes.

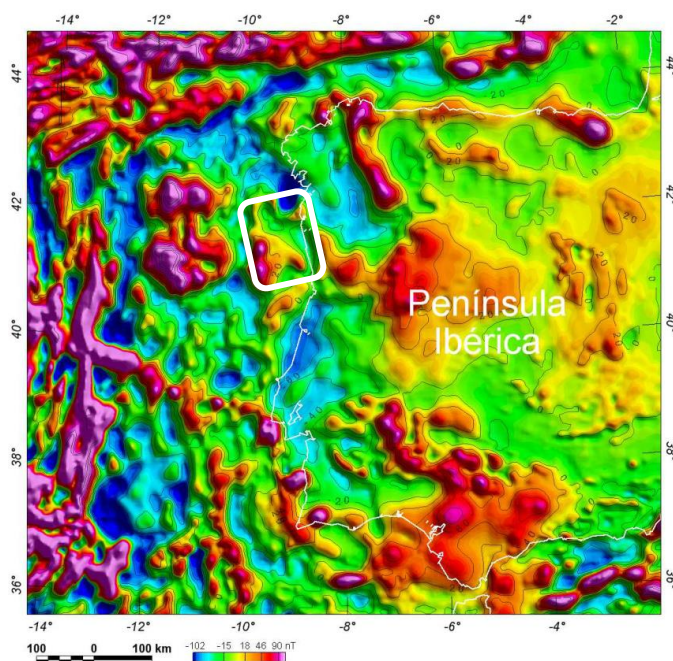


Figura 2.3 – Mapa magnetométrico regional de campo total reduzido ao pólo, com celas de 2500 m (retirado de Alves, L., 2012)

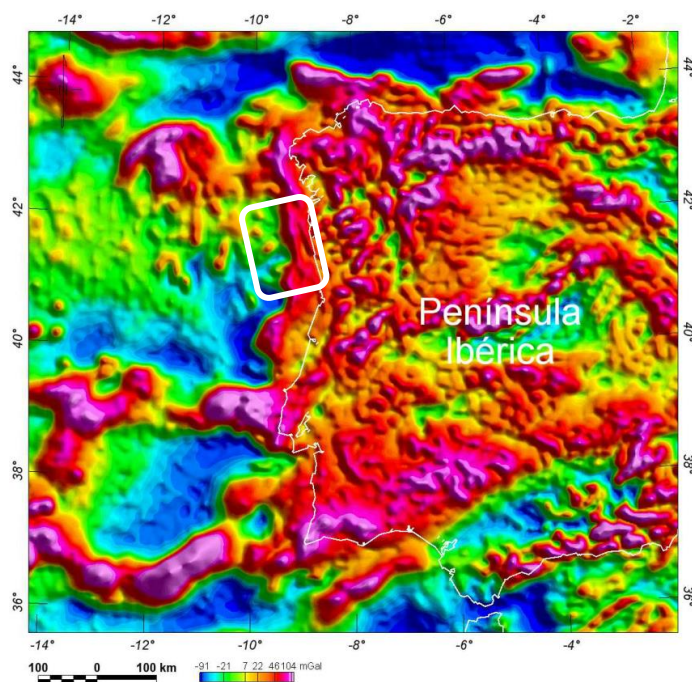


Figura 2.4 – Mapa gravimétrico de anomalia de Ar Livre, com celas de 4000 m (retirado de Alves, L., 2012)

A área de estudo, que inclui a Bacia do Porto, apresenta várias similaridades com o sector Norte *offshore* da vizinha Bacia Lusitânica, estando subdividida em dois sectores (Norte e Sul) através de uma falha de transferência ENE-WSW, que constitui a estrutura geomorfológica do canhão submarino do Porto. A área de estudo prolongou-se desde o limite Este da Bacia do Porto *strictu sensu* até cerca de 100 km para oeste, de forma a melhor entender as relações tectono-estratigráficas da margem à escala regional. Desta

forma, dividiu-se a área de estudo em margem proximal interna, correspondente à zona localizada na plataforma continental, e margem proximal externa, localizada após a quebra da plataforma continental e limitada pelos altos de soco estruturais na planície abissal Ibérica.

Como foi referido anteriormente, o presente trabalho subdividiu-se a área de estudo em dois sectores distintos (Figura 2.5), tendo como base os elementos estruturais que compartimentam a área, as variações de espessuras das unidades litostratigráficas identificadas, e ainda alguns aspectos peculiares de cinemática, como por exemplo diapirismo. Desta forma, propôs-se a definição dos seguintes sectores:

- a) Sector Norte, localizado a Norte da falha ENE-WSW que materializa o canhão submarino do Porto, e que engloba a Bacia do Porto *s.s.*, limitada a Norte pela Bacia Interior da Galiza (Sector Norte da Bacia de Peniche, segundo Alves *et al.*, 2006);
- b) Sector Sul, localizado a Sul da mesma falha ENE-WSW, até à falha de Aveiro.

Para além desta divisão em sector Norte e Sul, houve necessidade de abordar a margem de formas distintas, tendo em conta as diferentes características geológicas e geomorfológicas. Assim, à zona da plataforma continental designou-se formalmente como «Margem Proximal Interna», e a zona de planície abissal no pós-talude continental, como «Margem Proximal Externa» mantendo a nomenclatura proposta por Manatschal & Bernoulli (1998, 1999). A zona distal, que se inicia entre os montes submarinos do Porto e Vigo, não foi contemplada neste estudo, tendo sido apenas usado o poço ODP 398 para calibrar os horizontes desde o Cretácico Inferior.

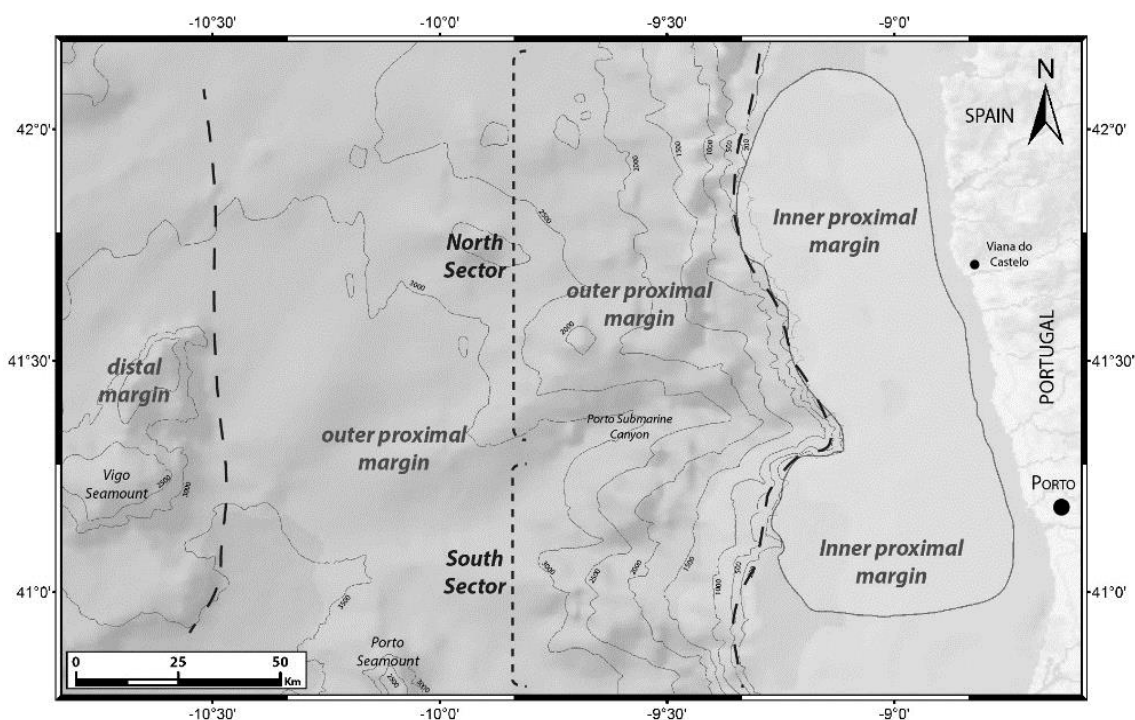


Figura 2.5 – Segmentação da área de estudo. As linhas a tracejado mais espesso indicam o limite entre a margem proximal interna, externa e margem distal

A área considerada pelo UPEP para a Bacia do Porto é de aproximadamente 4,000 km². Já a área total considerada para este estudo é relativamente maior, na ordem dos 15,000 km².

Segundo Ribeiro *et al.* (1979), as falhas tardi-variscas formaram-se em dois episódios compressivos que terão ocorrido no final da Orogenia Varisca, ante-triásica. O episódio de compressão N-S (± 300 a 280 Ma) terá gerado as falhas de desligamento esquerdo NNE-SSW a ENE-WSW, e as falhas conjugadas de desligamento direito de direcção NNW-SSE a NW-SE. O segundo episódio (± 280 Ma) terá tido direcção de compressão principal perpendicular ao primeiro, tendo sido responsável pela criação de uma zona de cisalhamento nos granitos das Berlengas (estrutura em *horst* que se prolonga para Norte) e reactivado a falha Porto-Tomar como inversa.

A arquitectura da Bacia do Porto e da restante margem envolvente está então intimamente relacionada com as direcções estruturais enunciadas anteriormente, sendo a sua evolução controlada pelo campo de tensões pré- e pós-abertura da bacia. Assim como na Bacia Lusitânica, a rede de fracturação será responsável pela compartimentação da bacia e da restante margem envolvente. Esta será determinante ainda na definição das principais unidades sísmo-estratigráficas meso-cenozóicas.

2.3 Contexto Geodinâmico

Tal como a vizinha Bacia Lusitânica, considera-se que a Bacia do Porto é uma bacia tipo rifte de margem passiva, não vulcânica (Alves *et al.*, 2006). Como já foi mencionado, esta formou-se no contexto da formação da Margem Ocidental Ibérica, representando o sector Noroeste da margem Portuguesa. Esta evoluiu através de uma sequência de vários episódios de rifte mesozóicos, que levaram à rotura dos terrenos ocidentais do Maciço Hespérico, e que posteriormente levou à rotura continental no final do Cretácico Inferior. Após esta múltipla fase de rifte ter ocorrido seguiu-se uma fase de pós-rifte no Cretácico Superior, e ainda a inversão tectónica cenozóica associada à convergência das placas ibérica, africana e eurasiática (Pinheiro *et al.*, 1996).

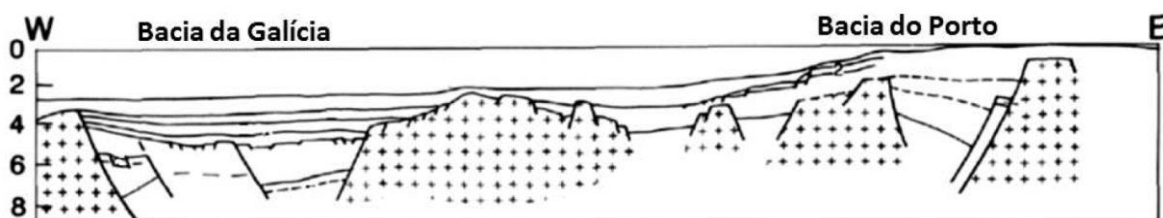


Figura 2.6 – Secção E-W ilustrativa da arquitectura da Bacia do Porto e Bacia Interior da Galiza (adaptado de Pinheiro *et al.*, 1996). Escala vertical em quilómetros

A Bacia do Porto apresenta uma evolução semelhante à Bacia de Flemish Pass, situada na margem conjugada canadiana (Figura 2.7). As principais sequências litostratigráficas e principais inconformidades podem ser identificadas e correlacionadas nas duas bacias, embora estejam sujeitas a ligeiras diferenças quanto ao tipo litológico, espessura e *timing* de deposição.

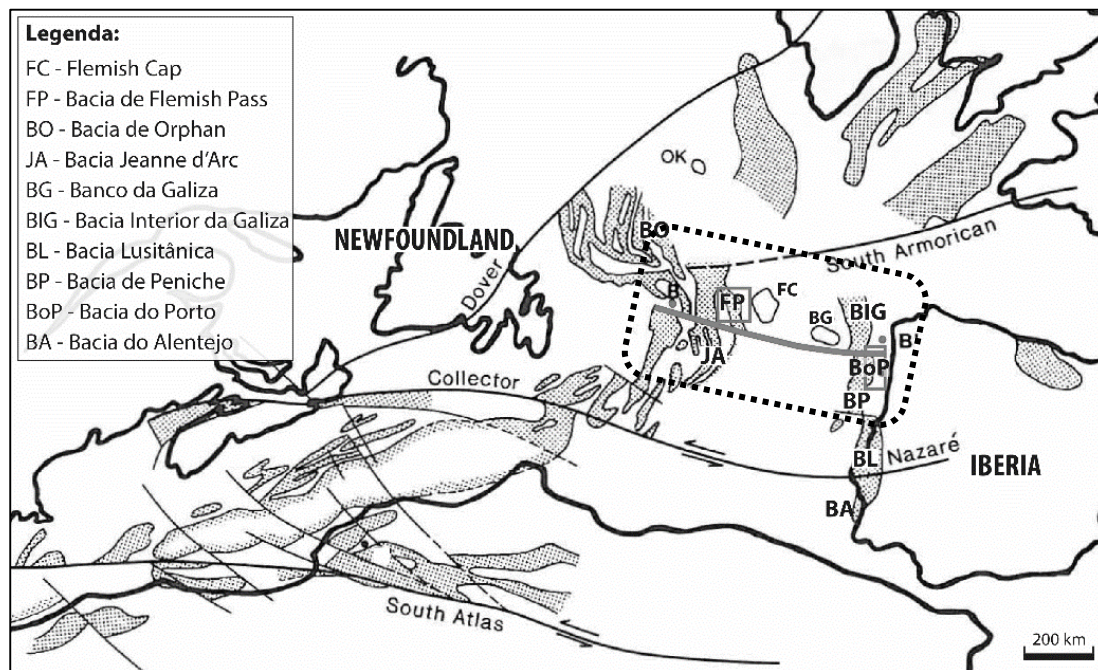


Figura 2.7 – Reconstrução paleogeográfica do domínio Norte Atlântico durante os estádios finais de *rifting* (Aptiano – Albiano). A zona destacada apresenta uma linha colectora, que está representada em perfil na figura seguinte (adaptado de Tankard & Balkwill, 1989)

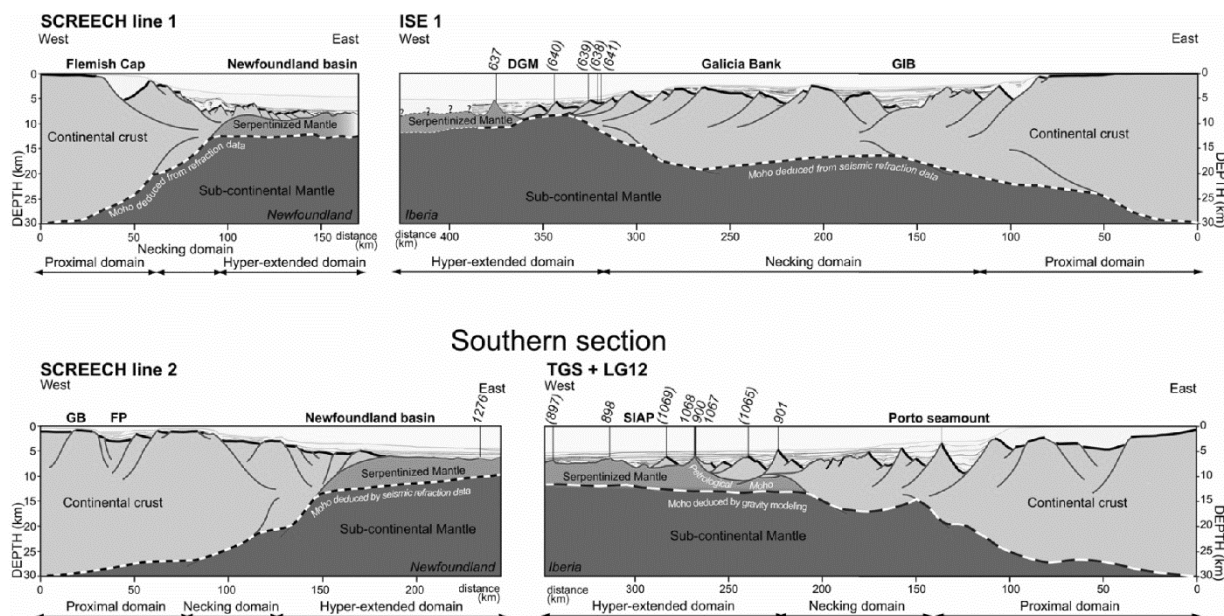


Figura 2.8 – Representação das geometrias extensionais entre a margem canadiana e a margem galega. A área de estudo do presente trabalho é equivalente ao representado no diagrama de baixo. O perfil E-W de cima representa a arquitectura típica do que se encontra na Bacia Interior da Galiza e no Sector Norte da área de estudo neste trabalho (retirado de Mohn *et al.*, 2015)

Os dois perfis E-W inscritos na Figura 2.8 mostram a arquitectura das margens conjugadas tipo rifte. O perfil de cima é próximo do que se observa no Sector Norte da área de estudo considerada neste trabalho, apresentando no domínio proximal menor estiramento crustal ($\beta < 2$), e falhamento que não chega a atingir o Moho. Este domínio inclui as bacias do Porto, Lusitânica, e Jeanne d'Arc (Mohn *et al.*, 2015).

O perfil E-W de baixo mostra as geometrias existentes semelhantes às que se podem observar no Sector Sul da área de estudo deste trabalho, onde existe maior estiramento crustal, com maior rotação de blocos. Nesta zona, correspondente ao limite oeste da Bacia de Peniche, observa-se que o domínio do tipo *necking*, de transição entre a crosta pouco estirada (25 – 30 km) a bastante estirada (< 10 km) é consideravelmente menor do que no perfil a Norte. Aqui, o domínio de crosta híper-estirada, correspondendo à Planície Abissal Ibérica, está na transição da zona de domínio *necking* e a crosta oceânica. Esta é composta por crosta continental bastante estirada e/ou manto exumado, com falhas de baixo ângulo e altos factores de estiramento ($\beta > 3-4$), que conduzem a uma significativa subsidência pós-rifte (Mohn *et al.*, 2015).

2.4 Rifting Mesozóico e Inversão Cenozóica

Durante a evolução Mesozóica da Bacia do Porto até a rotura continental no Albiano-Aptiano, com formação de crosta oceânica na Planície Abissal Ibérica, consideram-se vários episódios de *rifting*. O número de episódios, *timing* de ocorrência e duração dos mesmos é uma questão que não é consensual, tendo sido levantada por diversos autores para a Bacia Lusitânica e restantes bacias constituintes da MOI (ex: Montenat *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Pinheiro *et al.*, 1996; Stapel *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Kullberg *et al.*, 2006; Alves *et al.*, 2006; Cunha, 2008; Pereira & Alves, 2011).

Segundo alguns autores, a fase de rifte que se inicia no Jurássico Inferior pode corresponder à continuação da fase de rifte do Triásico Superior. De facto, interpretando as linhas sísmicas disponíveis para a realização deste projecto, a rotação de blocos durante as sequências do Jurássico Inferior a Médio não é claramente visível. Estas sequências surgem nas linhas sísmicas como reflexões sísmicas sub-paralelas, espessando nos depocentros e terminando em cunha nos altos estruturais, sugerindo a deposição em regime de subsidência térmica (*sag*), e consequente relaxamento térmico litosférico, constituindo o primeiro período pós-rifte I.

Desta forma, tal como sugerido por Pena dos Reis & Pimentel (2011) (*in* Teixeira, 2012), e Cunha (2008), considerou-se as seguintes fases de rifte: i) Triásico Superior (Rifte 1a); ii) Jurássico Inferior (Pós-Rifte I); iii) Oxfordiano a Berriasiano (Rifte II-a); iv) final do Berriasiano ao Aptiano (Rifte II-b); v) Albiano – Maastrichtiano (Pós-Rifte II). Estas fases apresentam-se esquematicamente nas figuras seguintes, de Alves *et al.* (2009)

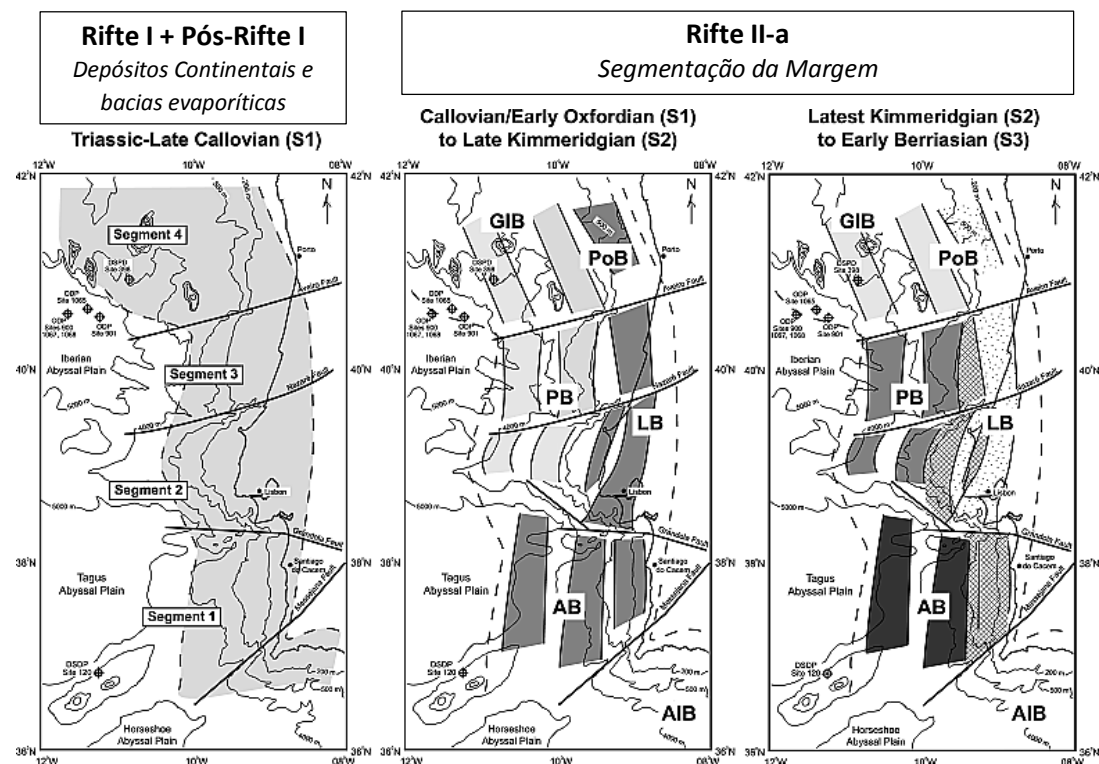


Figura 2.9 – Segmentação da MOI (adaptado de Alves *et al.*, 2009). Identificam-se as primeiras fases de *rifting* e o seu impacto na estruturação da margem do Triásico Superior ao Cretácico Inferior

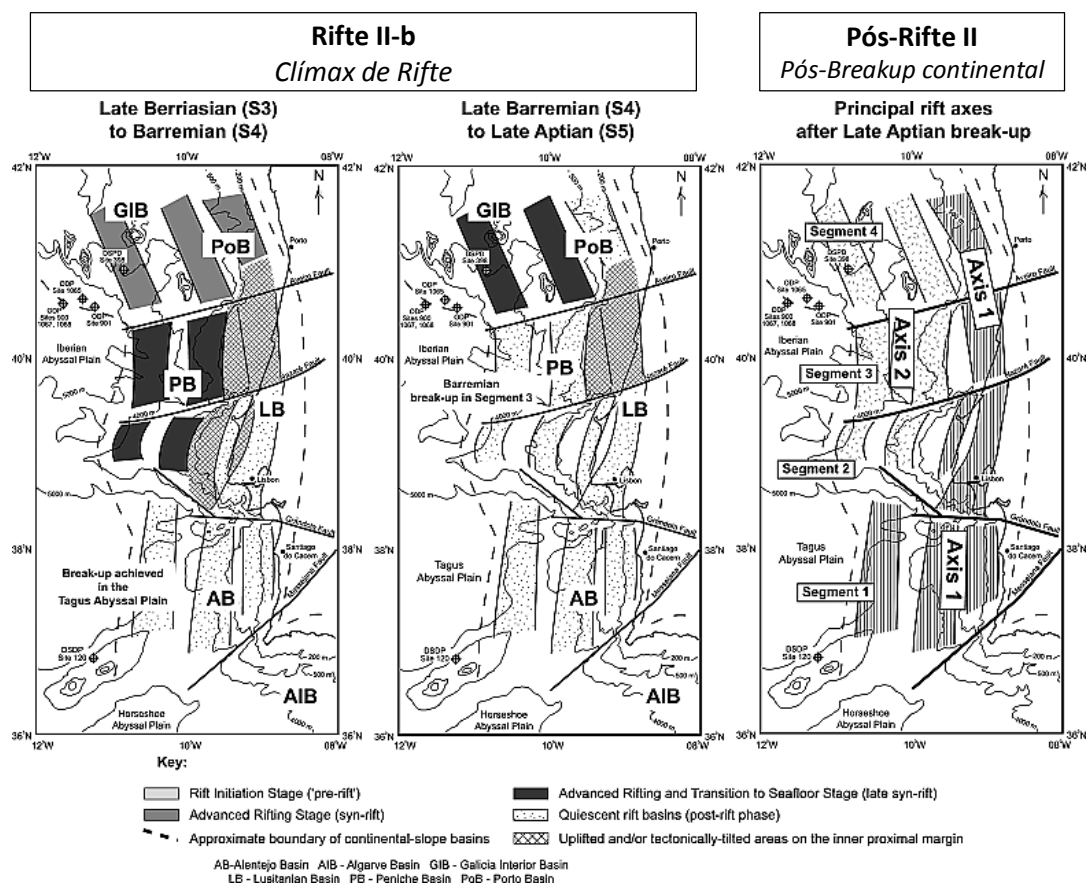


Figura 2.10 – Segmentação da Margem Ocidental Ibérica (adaptado de Alves *et al.*, 2009). Aqui está identificada a última fase de sin-rifte, que culmina com o *breakup* continental no Aptiano Superior, seguindo-se um período genérico de pós-rifte, anterior à inversão tectónica cenozóica

A existência de três eventos de rifte no controlo estratigráfico ao longo do Mesozóico na margem foi uma hipótese explorada por vários autores (ex: Wilson *et al.*, 1989, Pena dos Reis & Pimentel, 2011; Teixeira, 2012). Outros dados que ajudam a consolidar esta hipótese são as curvas de subsidência tectónica de Cunha (2008), feitas através de *backstripping* de poços na Bacia do Porto, com semelhanças quanto à subsidência no Sector Norte da Bacia Lusitânica, tendo sido tomadas em conta para construir os modelos térmicos no presente trabalho.

A segunda fase de rifte, no Jurássico Superior, terá sido a de maior subsidência tectónica, com aumento do rejeito e conexão de falhas, formação de corredores de ligação (*relay ramps*), e ainda diapirismo, sobretudo na margem proximal externa do sector sul da área de estudo. A terceira (e última) fase de rifte terá ocorrido no Cretácico Inferior, culminando com o rompimento não vulcânico da crosta continental (ou *litospheric breakup unconformity*, *sensu* Soares *et al.*, 2012) e alastramento de crosta oceânica a oeste da área de estudo. Este evento regional corresponde ao final das sequências de sin-rifte, dando início ao estabelecimento de uma margem passiva, pós-rifte (fase de *drift*), que durará até ao final do Cretácico Superior. O alastramento dos fundos oceânicos na área de estudo ocorre no seguimento da abertura sucessiva e diacrónica de Sul para Norte (Rasmussen *et al.*, 1998).

Após o período de pós-rifte no Cretácico Superior, deu-se o primeiro evento compressivo pré-Pirenaico, com o choque entre a Ibéria e África. Este curto episódio leva a um ligeiro levantamento tectónico da margem, dando início à fase de inversão tectónica. Contudo, o primeiro grande episódio de inversão (e que dá início à denominada “Fase de Inversão”) dá-se na fase da orogenia Pirenaica, com o choque entre a Ibéria e a Eurásia e a formação da cadeia montanhosa dos Pirinéus. Aqui, ocorre o levantamento tectónico da MOI, com reactivação de falhas e dos montes submarinos que pontuam a margem. Este episódio deverá ter tido o maior impacto das sequências cenozóicas na área de estudo, devido à proximidade com o *locus* de actividade tectónica. Após esta fase ocorre a fase tectónica Castelhana, com subsidência contínua na MOI, seguida pela fase Neo-Castelhana, em que ocorre um levantamento à escala regional da MOI. A última fase de inversão tem o nome de orogenia Bética, decorrente da convergência entre a Ibéria e África, em que ocorre novamente levantamento da MOI, promovendo inversão de falhas e reactivação de diapiros, obliterando pontualmente as estruturas compressivas do episódio Pirenaico (Kullberg, 2000). Nesta fase dá-se o colapso extensional da margem, correspondendo ao último evento responsável pela arquitectura actual da MOI. A influência da inversão tectónica cenozóica da MOI nos sistemas deposicionais foi devidamente abordada por Alves *et al.* (2003), e foi tida em conta para o entendimento da evolução geodinâmica da área de estudo, e em especial na importância quanto à formação de armadilhas estruturais capazes de acomodar hidrocarbonetos.

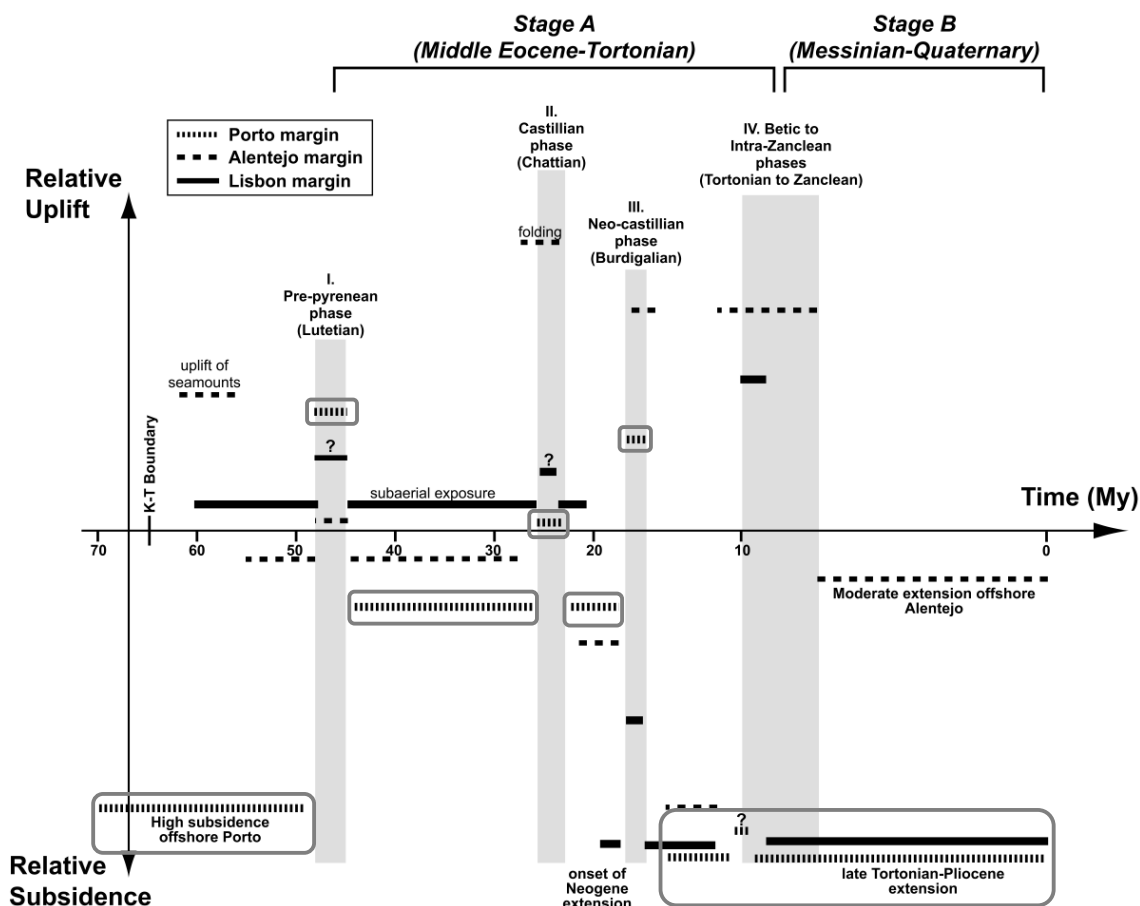


Figura 2.11 – Diagrama comparativo da evolução da margem ocidental do Porto, Lisboa e Alentejo ao longo do Cenozóico. Estão destacadas as fases de subsidência e levantamento relativo da margem do Porto (retirado de Alves *et al.*, 2003)

A cobertura cenozóica na área de estudo apresenta traços diferenciais. Efectivamente, analisando os dados de sísmica, constata-se que a cobertura terciária na zona da plataforma continental é ausente a negligenciável (cerca de 150 m de espessura), aumentando progressivamente na margem proximal externa, pós-quebra de talude continental, tendo maior expressão no Sector Sul que a Norte.

A figura seguinte mostra com maior detalhe as variações de subsidência e soerguimento da MOI, associadas às fases de compressão que se deram ao longo do Cenozóico.

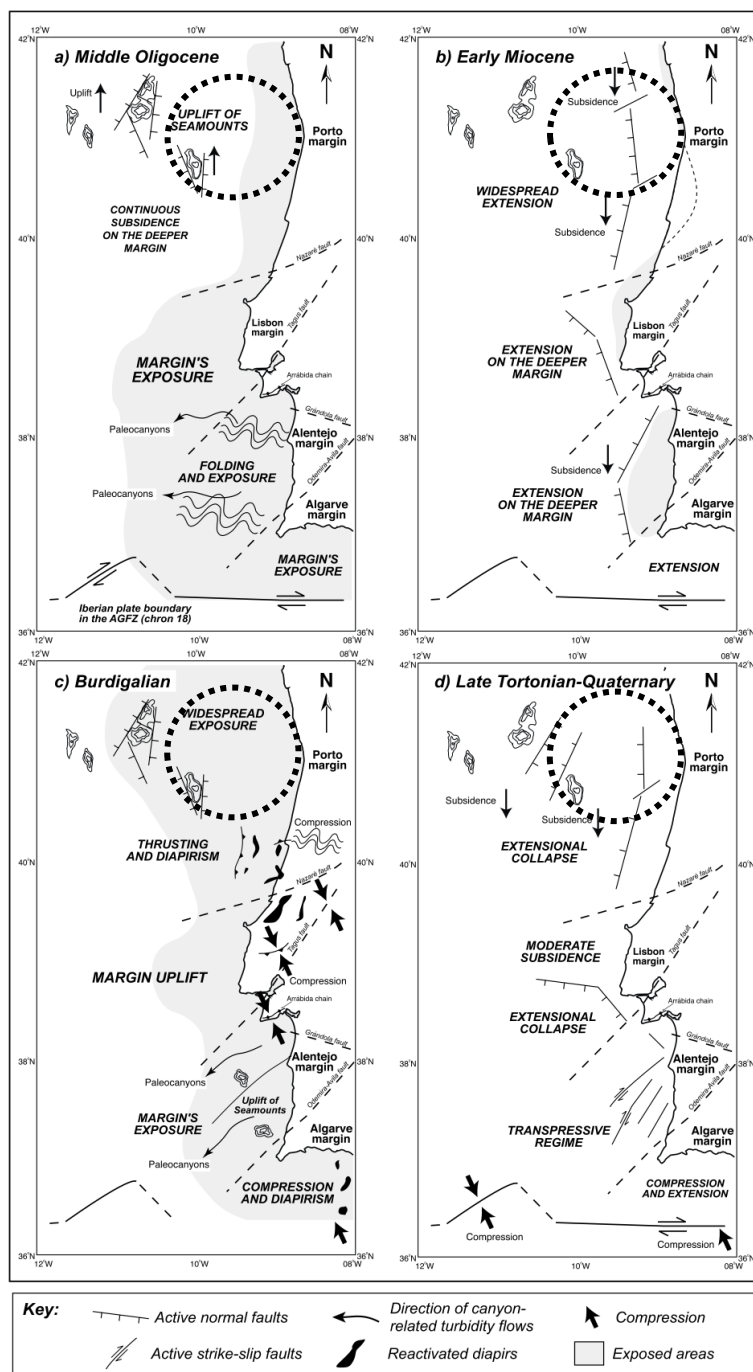


Figura 2.12 – Modelo esquemático da evolução paleogeográfica durante a fase de inversão tectónica no Cenozóico, na Margem Ocidental Ibérica. O tracejado assinala a área de estudo do presente trabalho (retirado de Alves *et al.*, 2003)

De seguida apresenta-se um quadro retirado de Alves *et al.*, (2003), que congrega uma síntese da evolução geodinâmica comparada entre as margens do Alentejo, Lisboa-Estremadura e Porto/Beira Litoral (Tabela 2.1) durante o Cenozóico. Os principais eventos geodinâmicos com impacto na estruturação da margem que compreende a Bacia do Porto foram utilizados posteriormente neste trabalho para a modelação da subsidência no Cenozóico.

Tabela 2.1 – Quadro comparativo dos principais eventos geodinâmicos cenozóicos na MOI. A cinzento está destacado a evolução na margem do Porto (retirado de Alves *et al.*, 2003)

UBS (Cunha, 1992)	Age	Alentejo Margin	Lisboa Margin-Estremadura	Porto/Beira Litoral margins
	Quaternary	<i>Transpressive tectonics in the Gorringe Banks</i>		
13	Late Pliocene		Subsidence	Extensional collapse of the margin
12	Early Pliocene	Moderate subsidence		
11	Upper Miocene	IV. Compression	IV. Compression	IV. Uplift of seamounts
10		Increase in extension		
	Middle Miocene	III. Compression	Generalised subsidence (depositional unconformities due to tectonic + eustatic causes)	III. Compression: diapir growth and thrusting
9	Early Miocene	Onset of extension		
	Late Oligocene	II. Compression and folding on the margin	Onset of subsidence (late Chattian-Aquitainian)	Decrease in subsidence. Salt-withdrawal basins on the shelf.
8	Early Oligocene			
7	Upper Eocene			
6	Middle Eocene	I.		I.
	Paleocene			Deep margin subsidence. Condensed turbidites.
5	Maastrichtian Coniacian	Uplift of seamounts		

Os modelos deposicionais da margem do Porto propostos para o Cenozóico apresentam-se mais à frente no Capítulo 7 da presente dissertação, quando se apresentarem os resultados da análise tectono-estratigráfica da área de estudo.

Na página seguinte apresenta-se as representações paleogeográficas regionais correspondentes às principais fases da evolução geodinâmica deste sector da MOI, segundo Ziegler (1999).

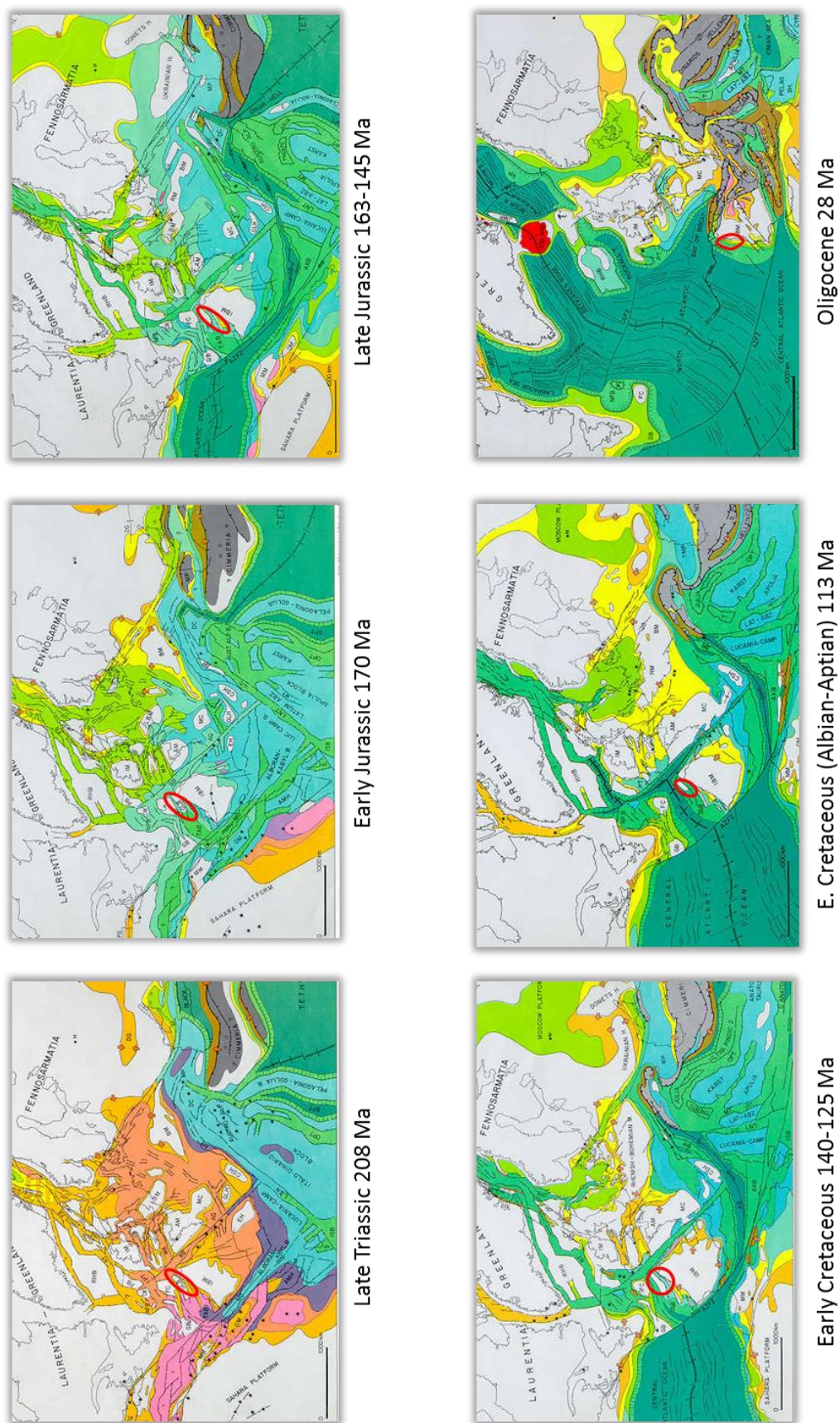


Figura 2.13 – Reconstituição paleogeográfica regional das principais fases evolutivas da Bacia do Porto (imagens adaptadas de Ziegler, 1999)

CAPÍTULO III

Dados Acedidos

3.1 Introdução

O presente estudo foi realizado utilizando para o efeito um conjunto de dados exploratórios que incluem sísmica de reflexão 2D multicanal, relatórios de poço e alguns *logs* digitais de poço, um relatório de investigação, relatórios de um poço não comercial e dados de dragagens. Dada a inexistência *onshore* de afloramentos análogos aos que se podem encontrar na Bacia do Porto, não se efectuou trabalho de campo de validação de informação geológica.

De forma a auxiliar e resolver alguns problemas de interpretação sísmica foram analisadas publicações anteriores, que mostraram perfis interpretados em algumas das linhas aqui analisadas, como por exemplo os trabalhos de Moita *et al.* (1996), Alves *et al.* (2006), Cardoso *et al.* (2011) e Soares *et al.* (2012, 2014).

3.2 Relatório MILUPOBAS

O ponto de partida deste trabalho deu-se com a aquisição do relatório de interpretação sísmica feito no âmbito do projecto MILUPOBAS (Moita *et al.*, 1996). Este providenciou o enquadramento inicial da bacia, feito a partir de dados exploratórios disponíveis até então no ex-GPEP. Este relatório tem em conta a interpretação sísmica de linhas adquiridas pela TEXACO em 1975 (reprocessadas pela SALEN em 1983) e pela SHELL (1973-1974) apenas na zona de plataforma continental. Estas linhas são consideradas como tendo qualidade *vintage*, tendo produzido interpretações com algum grau de incerteza.

Esta interpretação resultou na elaboração de vários mapas de topo de unidades sismo-estratigráficas, estabelecidas de acordo com os sete horizontes sísmicos identificados. Estes foram então introduzidos manualmente no *software* Landmark DecisionSpace, de forma a produzir superfícies digitais interpoladas (*surface grids*). Estas superfícies foram posteriormente tidas como base para a interpretação sísmica, demonstrando em alguns casos uma grande diferença para os horizontes finais considerados, em especial a maior profundidade, como se irá abordar mais à frente neste trabalho.

3.3 Poços Exploratórios e Poço de Pesquisa

De forma a analisar os dados litostratigráficos da Bacia do Porto, foram considerados todos os cinco poços exploratórios realizados desde a década de 70 até aos anos 90. Estes relatórios, providenciados pelo UPEP foram analisados e re-interpretados, de forma a correlacionar a estratigrafia com os dados de sísmica de reflexão adquiridos para a área de estudo.

Para além destes poços comerciais, teve-se em conta o poço ODP 398, do programa científico *Deep Sea Drilling Program*, realizado junto do monte submarino de Vigo. Este alcançou apenas formações do Hauteriviano, e estando mais afastado da área de estudo

foi apenas considerado para marcar os horizontes sísmicos do Cretácico Inferior ao Terciário. Desta forma, apresenta-se em baixo um quadro que contempla as informações básicas dos poços investigados.

Tabela 3.1 – Quadro sumário dos poços analisados neste trabalho

Nome do Poço	Abreviatura	Operador	Ano	Profundidade Total (m TD)	Coluna de Água (m nmm)	Indícios de HC
Linguado-1	5A-1	SHELL	1975	2626	125	-
ODP 398	ODP398	DSDP	1976	1740	3910	-
Cavala-4	Cv-4	TEXACO	1979	2749,3	92	Gás/Óleo
Lula-1	Lu-1	PECTEN	1985	4040	217,7	Óleo/Gás
Lima-1	Li-1	NESTE	1990	2900	110	Gás
Touro-1	To-1	TAURUS	1994	2853	131,5	Gás

Os relatórios de poço analisados mostraram ter algumas incoerências a nível das idades consideradas, bem como a nomenclatura utilizada para descrever cada formação intersectada. As unidades deposicionais foram re-interpretadas inicialmente, tentando-se ao máximo uniformizar a nomenclatura, sendo os limites de unidade refinadas posteriormente com a análise integrada de linhas sísmicas. A nomenclatura utilizada para designar as unidades litostratigráficas neste estudo foi a proposta inicialmente para a Bacia do Porto por Witt (1977), e retomada posteriormente por Moita *et al.* (1986).

De forma a calibrar com maior precisão os topos de formação com os horizontes sísmicos identificados, analisou-se na Partex Oil & Gas os *logs* existentes em cada poço, nomeadamente Gamma Ray (GR), Caliper, potencial espontâneo, *logs* de resistividade (ILD, LLD), densidade (RHOB), neutrões (NPHI) e sónico (DT).

3.4 Linhas Sísmicas 2D

A interpretação de dados de sísmica é uma ferramenta indispensável para entender a estrutura da sub-superfície, bem como a sequência deposicional existente em profundidade. Para tal, foram consideradas várias campanhas de aquisição sísmica 2D, que cobriram a área de estudo (aproximadamente 15,000 km²), estando descritas na tabela em baixo.

Tabela 3.2 – Quadro de síntese das linhas sísmicas analisadas na área de estudo (MOIP – Margem Ocidental Ibérica Profunda; PC – Plataforma Continental; BoP – Bacia do Porto; BC – Bloco Camarão)

Campanha de Aquisição	Ano de Aquisição	Número de Perfis	Extensão Linear (km)	Qualidade de Dados	Local
SHELL	1974	1	52	Fraca a Razoável	PC
TEXACO	1975	1	35	Razoável a fraca	BoP

Campanha de Aquisição	Ano de Aquisição	Número de Perfis	Extensão Linear (km)	Qualidade de Dados	Local
NORAD	1980	1	95	Razoável a fraca	BoP
SALEN	1983 1984	1	36	Fraca a Razoável	BoP
NESTE-Portugal	1989	4	139	Razoável a fraca	BoP
ISE	1997	6	355	Razoável (má em profundidade)	MOIP + BoP
TGS-NOPEC	2000 2001	12	896	Excelente a Razoável	MOIP + PC + BC
TGS-NOPEC (reprocessado pela FUGRO)	2008	2	105	Excelente	BC

Os perfis que mostraram ter pior resolução em profundidade foram interpretados com maior cuidado, aproveitando tanto quanto possível a informação proveniente dos poços. Não foi realizado qualquer tratamento de sinal acústico devido à elevada quantidade de tempo necessária para executar o *workflow* de processamento. No total, o comprimento das linhas sísmicas analisadas e interpretadas neste estudo equivale a cerca de 1713 km. A disposição espacial das linhas sísmicas utilizadas encontra-se no mapa seguinte.

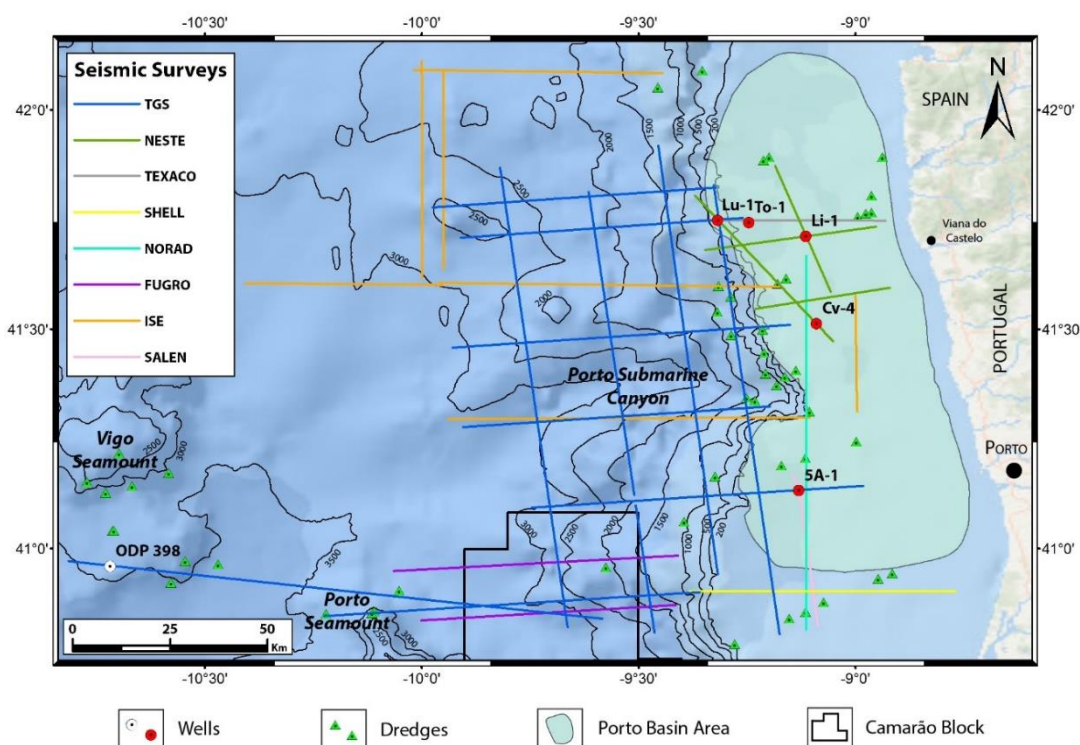


Figura 3.1 – Localização dos poços e linhas sísmicas analisadas neste estudo, e que definem a área de estudo. Estão representados igualmente os cinco poços realizados na Bacia do Porto bem como o poço ODP, e ainda a localização das dragagens realizadas na margem (imagem batimétrica da ESRI; Contornos batimétricos da base de dados GEBCO_08 Grid – *General Bathymetric Chart of the Oceans*)

Os perfis sísmicos apresentados neste trabalho apresentam escala vertical em TWT (*two-way travel time*). Para a modelação térmica, os horizontes sísmicos identificados foram convertidos em profundidade (m), utilizando para o efeito um modelo de velocidades de forma a obter a espessura métrica de cada formação. O modo como esta conversão foi realizada apresenta-se à frente no presente capítulo.

A estas linhas sísmicas terá de se ter em conta as superfícies de topo de formação provenientes do relatório MILUPOBAS, obtidas através da interpretação de uma malha apertada de linhas sísmicas da TEXACO (1975), reprocessadas pela SALÉN (1983). Estas cobrem genericamente a área assinalada como “*Porto Basin*” na imagem anterior.

A campanha de aquisição ISE (*Iberia Seismic Experiment*) foi realizada no âmbito de uma expedição científica em 1997 com a referência é a EW97-05. Estes dados são públicos, tendo sido acedidos através do *website* <http://www.ig.utexas.edu/sdc> em Novembro de 2015.

3.5 Dados de Geoquímica Orgânica

Os dados de geoquímica orgânica foram utilizados para a modelação de sistemas petrolíferos, utilizando para o efeito o *software* PetroMod 14, da Schlumberger IES.

Os dados foram recolhidos a partir da análise do relatório BEICIP (1996), disponibilizado pela UPEP. Estes valores de entrada foram os resultantes da Pirólise Rock-Eval, feita em amostras correspondentes aos intervalos geradores mais promissores em poço. Os dados utilizados foram os picos S1, S2 e S3 (mg HC/g), T_{Máx} (°C), TOC (%), Reflectância da Vitrinite (Ro %), Índice de Hidrogénio e Oxigénio (IH, IO), Índice de Alteração Térmica (TAI), e os prováveis tipos de Querógeno.

Os dados do relatório BEICIP existem apenas em três dos cinco poços feitos na Bacia do Porto (5A-1, Lula-1 e Cavala-4), pelo que estes dados de geoquímica foram apenas interpretados nestes três pontos. Contudo, de forma a caracterizar o potencial gerador a nível regional, assumiu-se estes valores de geoquímica na modelação térmica feita em vários pontos da bacia. Os resultados desta análise estão dispostos no Capítulo 8.

3.6 Dragagens

A informação de dragagens nesta zona foi disponibilizada em formato georreferenciado (ArcGIS) pela Partex Oil & Gas. Esta compilação foi obtida a partir de dados publicados e não publicados, como Baldy (1977), Matos (1979) e Mougénou *et al.* (1979).

Esta informação foi utilizada essencialmente para calibrar as idades das unidades sísmo-estratigráficas que foram definidas a partir da interpretação sísmica. Na prática, alterou-se pontualmente os horizontes sísmicos, refinando a interpretação e assim

contribuindo na obtenção de resultados com menor grau de incerteza, em especial nos locais mais afastados dos poços.

A localização das dragagens está assinalada no mapa da Figura 3.1.

CAPÍTULO IV

Metodologias de Estudo

4.1 Análise de Poço

Após a pesquisa de referências bibliográficas de forma a contextualizar geologicamente a área de estudo, procedeu-se à análise dos relatórios de poço realizados na Bacia do Porto. Estes foram re-interpretados, providenciando um controlo cronostratigráfico aproximado, e um sólido controlo litostratigráfico, permitindo a “amarração” à sismo-estratigrafia.

Para além da informação geológica, foi necessário colocar os dados de desvio de poço presentes em cada relatório no *software* de interpretação *DecisionSpace* (Landmark), de forma a obter um correcto posicionamento vertical e horizontal e assim fazer a correlação sísmica-poço.

4.2 Interpretação Sísmica

A interpretação sísmica foi essencial para balizar as geometrias das principais sequências deposicionais existentes na área de estudo. Esta foi realizada seguindo os fundamentos clássicos de interpretação sismo-estratigráfica, originalmente definidos por Payton (1977), Mitchum *et al.* (1977) e retomados por Vail (1987), Einsele (1992), Emery & Myers (1996) e Catuneanu (2006) na aplicação à estratigrafia sísmica sequencial.

Estes autores definem que os pacotes ou fácies sísmicas correspondem a pacotes deposicionais distintos, estando separados por inconformidades que podem ser identificadas através da terminação de reflexões (Figura 4.1).

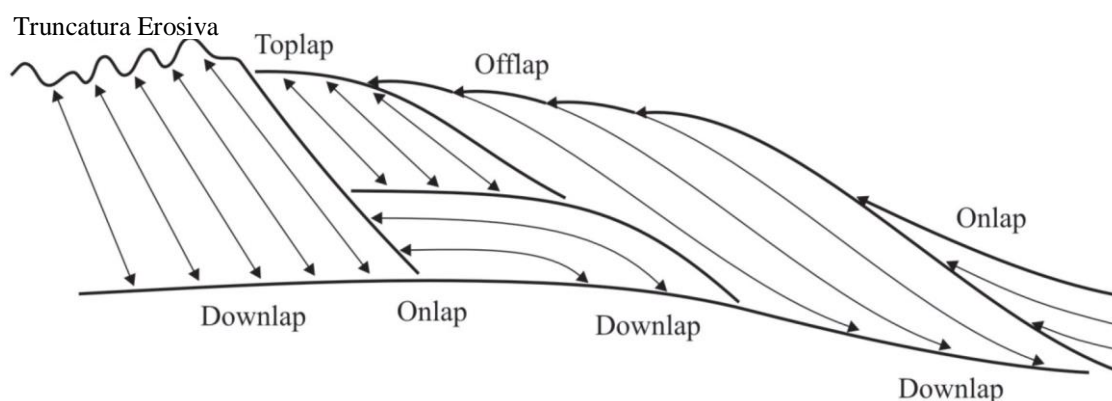


Figura 4.1 – Tipos de terminações de reflexão sísmica utilizados para identificar as principais inconformidades (adaptado de Catuneanu, 2006)

Os pacotes que estas definem são caracterizados por configurarem reflexões internas, que podem servir para ajudar a entender padrões deposicionais (Figura 4.2).

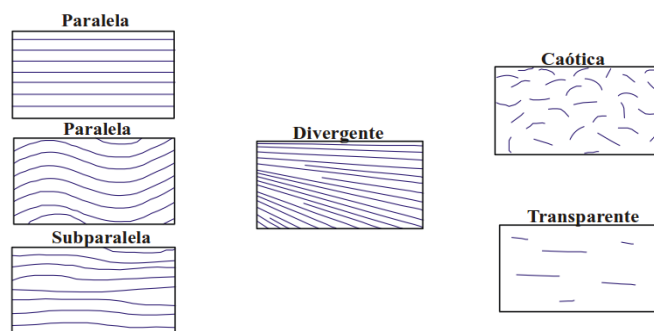


Figura 4.2 – Tipos de reflexões sísmicas internas que caracterizam as fácies sísmicas (adaptado de Mitchum *et al.* 1977)

4.3 Modelo de Velocidades (Conversão Tempo – Profundidade)

De forma a utilizar espessuras reais de formação (m) ao invés de espessuras em TWT (s), foi necessário utilizar um modelo de velocidades teórico, de forma a fazer a conversão dos mesmos. Estas espessuras métricas foram então consideradas para a modelação térmica em vários pontos da área de estudo. Quando esta se efectuou nos poços utilizou-se directamente a informação litostratigráfica dos mesmos.

Dada a fraca a razoável qualidade de alguns perfis sísmicos, que produzem frequentes artefactos de sinal em especial junto da zona do talude continental, as velocidades utilizadas para construir o modelo de velocidades não foram obtidas através da construção de um *log* de velocidades sintético. Este iria registar os mesmos artefactos observáveis nas linhas sísmicas. Neste caso, houve a possibilidade de utilizar um gráfico de Tempo – Profundidade presente no relatório do poço Lu-1, e ainda os dados medidos directamente no poço 5A-1. Os últimos dados foram os escolhidos para a construção do modelo de velocidades. A razão pela qual foi feita esta escolha deve-se ao facto de no poço 5A-1 estar representada toda a sequência litostratigráfica Meso-Cenozóica da bacia, incluindo o Soco Paleozóico, e pelos dados terem maior precisão que os do poço Lu-1. Na tabela seguinte apresentam-se os valores de Profundidade e Tempo que foram utilizados para a obtenção das velocidades intervalares (m/s) de cada unidade sismo-estratigráfica identificada.

Tabela 4.1 – Valores de profundidade (m MD) e de tempo (ms) registados ao longo do poço 5A-1

Profundidade (m MD)	Tempo (ms)
0	0
287	267
401	342
544	451
680	540
738	567

Profundidade (m MD)	Tempo (ms)
885	664
1023	766
1182	853
1454	985
1645	1063
1731	1096
1965	1197
2190	1297
2360	1365
2492	1417
2587	1459
2617	1469

As velocidades intervalares finais utilizadas para a conversão dos horizontes sísmicos (TWT) em horizontes métricos revelaram ter um razoável grau de fiabilidade, ajustando-se com pouco erro aos marcadores de poço em cada linha sísmica. Por esta razão adoptou-se estas velocidades para todas as linhas sísmicas na área de estudo, embora seja de ressaltar que dadas as variações litológicas que ocorrem na margem, os valores de velocidade intervalar na margem proximal interna podem não corresponder às mesmas unidades sísmo-estratigráficas identificadas na margem proximal externa, onde não existe informação litostratigráfica de poço para calibrar estes dados.

Tabela 4.2 – Quadro onde se apresentam as velocidades intervalares para cada unidade (as sequências litostratigráficas estão descritas em pormenor no Capítulo 6)

Unidade Sismo-estratigráfica	Sequências Litostratigráficas	Velocidade Intervalar (m/s)
Coluna de Água	-	1500
U7	L	2208
U6	K	2807
U5	J	4296
U4	I	3105
U3	F, G, H	4121
U2	C, D, E	4991
U1 (Fm Dagorda)	B	4672
U1 (Fm Silves)	A	6000
Basement	-	6444

Dada a diferença de velocidade substancial entre a Formação de Dagorda e a Formação de Silves, atribuiu-se neste caso valores diferentes para cada uma delas, de forma a reduzir o erro na conversão para profundidades métricas.

4.4 Fundamentos Teóricos

4.4.1 *Backstripping*

De forma a compreender com maior detalhe os principais eventos evolutivos de uma bacia do tipo rifte, foi necessário analisar as relações entre o estiramento crustal, a carga litostática e a subsidência, e o modo em como estes processos influenciam a história térmica e a consequente maturação de rochas ricas em matéria orgânica. Como tal, a solução passou pela utilização de modelos de *backstripping* (Figura 4.3), que quantificam a subsidência tectónica num dado local.

Para este estudo teve-se em conta os modelos de *backstripping* de Cunha (2008), realizados em dois poços da Bacia do Porto (5A-1 e Lula-1). Esta técnica consiste na remoção da carga sedimentar e da coluna de água de forma a reconstituir a posição do soco na ausência destas cargas. Tendo em conta que os sedimentos são, na sua maioria, intervalos bem definidos espacial e temporalmente podem ser alvo de um *backstripping* sequencial, revelando a subsidência da bacia (Watts & Ryan, 1976; Teixeira, 2012).

De acordo com Cunha (2008), o *backstripping* pode ser realizado de duas formas. Num ponto designado (1D), de forma a obter curvas de subsidência detalhadas em poços onde existe controlo estratigráfico (Stapel *et al.*, 1996; Teixeira, 2012), assumindo que as cargas sedimentares estão compensadas isostaticamente (Isostasia de Airy). Em alternativa o *backstripping* pode ser realizado ao longo de uma linha (2D) ou num espaço tridimensional (bacia), podendo aqui ser usado um modelo de compensação isostático flexural, em vez de um modelo local (Cunha, 2008).

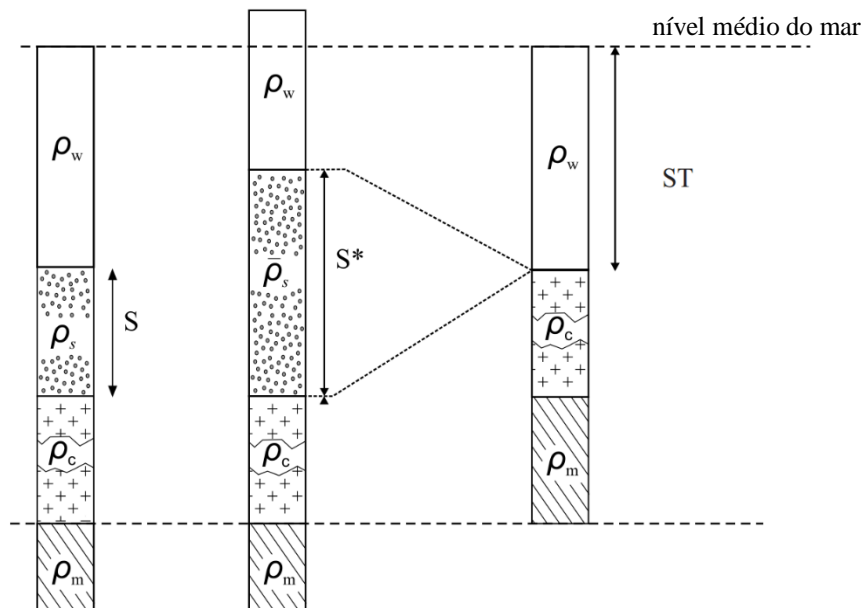


Figura 4.3 – Representação da técnica de *backstripping* unidimensional com uma unidade (Cunha, 2008; retirado de Teixeira, 2012)

Assim, a denominada equação de *Backstripping* (Steckler & Watts, 1978) pode-se apresentar como:

$$ST = S^* \left[\frac{(\rho_m - \bar{\rho}_s)}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + W_d - \Delta sl \left[\frac{(\rho_m)}{(\rho_m - \rho_w)} \right] \quad (\text{Equação 4.1})$$

Onde ST é a Subsidência Tectónica; ρ_m a densidade do manto a 0°C; $\bar{\rho}_s$ a densidade média dos sedimentos; ρ_w a densidade da água; W_d representa a espessura da coluna de água no momento da deposição, e Δsl é a variação do nível médio do mar em relação à actualidade.

Esta equação possui três termos independentes. O primeiro termo refere-se à descompactação da coluna sedimentar, reconstituindo a sua espessura inicial no momento da deposição, utilizando para o efeito curvas de porosidade-profundidade; o segundo refere-se ao termo da profundidade da coluna de água; e o terceiro termo à variação do nível do mar.

Num contexto extensional, a subsidência tectónica (ST), produto da equação de *backstripping* (Equação 4.1), é descrita como o deslocamento vertical do soco, que ocorre devido aos reequilíbrios isostáticos e térmicos da litosfera continental estirada (McKenzie, 1978; Steckler & Watts, 1978; *in* Teixeira, 2012).

Segundo McKenzie (1978), a história de subsidência/soerguimento das bacias tipo rifte compreende duas fases. A primeira fase corresponde a um movimento brusco ascendente ou descendente do soco, após um reequilíbrio isostático na região. A segunda fase consiste numa curva de subsidência exponencial que está associada ao relaxamento térmico da litosfera, que gradualmente recupera a sua espessura ante-extensão.

Segundo Cunha (2008), os modelos de McKenzie simples explicam a grande maioria das observações relacionadas com a formação das bacias tipo rifte, apesar de não assumirem alguns efeitos resultantes do *rifting*, como por exemplo a fusão parcial do manto, e a migração lateral de níveis reologicamente mais fracos em níveis inferiores da crosta (*in* Teixeira, 2012). Para além disto, na prática estabelecem relações directas entre a quantidade de estiramento crustal (β), a Subsidência Tectónica (ST) e o Fluxo de Calor (HF) observados na bacia (McKenzie, 1978; *in* Teixeira, 2012).

4.4.2 Eventos Erosivos

Ao longo da evolução de uma bacia sedimentar a subsidência pode ser interrompida e haver períodos de tempo em que ocorre a exposição subaérea dos sedimentos, levando à sua meteorização físico-química, sofrendo assim erosão.

O estudo das sequências estratigráficas obriga ao reconhecimento das principais inconformidades a nível bacinal. Estas correspondem a longos períodos de não-deposição e erosão (hiato deposicional), e/ou a importantes discontinuidades na geometria das camadas. A identificação dos eventos erosivos no registo sedimentar não é difícil, em especial se forem eventos à escala bacinal.

A estratigrafia e evolução da Bacia do Porto estão, em comparação com a Bacia Lusitânica, menos estudadas. As razões prendem-se com o facto de que o registo

sedimentar não está exposto *onshore*, bem como a falta de informação no *offshore*, apenas com dados de poço e algumas linhas sísmicas com qualidade. No caso deste trabalho, a identificação nos poços das principais descontinuidades não foi fácil dado a não existência de toda a coluna Meso-Cenozóica (apenas dois poços – 5A-1 e Lu-1 – atravessaram toda a sequência litostratigráfica), e a impossibilidade de analisar ao detalhe os testemunhos de sondagem. Contudo, as principais descontinuidades foram identificadas, estando relacionadas com os principais eventos erosivos regionais registados na MOI (ex: Caloviano – Oxfordiano). A quantificação destes eventos é um aspecto bastante relevante para a modelação da bacia, dada a sua importância na remoção de carga litostática, e ao levantamento dos sedimentos subjacentes à superfície erosiva.

De forma a quantificar os eventos erosivos na modelação em PetroMod, foi possível inferir as espessuras de sedimentos erodidas através da análise das curvas de subsidência e da calibração com dados de reflectância de vitrinite ($R_o\%$). Este foi um processo de tentativa – erro, que resultou na estimativa final de um valor de erosão em cada poço, de forma que a curva teórica da maturação estivesse o mais alinhada possível com os valores de R_o (%) disponíveis.

4.4.3 Modelação de Sistemas Petrolíferos

A modelação de bacias e de sistemas petrolíferos é um conceito explorado desde os últimos 50 anos, e que rapidamente se tornou numa ferramenta de investigação que utiliza para o efeito várias componentes das geociências. Efectivamente, a melhor maneira para reduzir o investimento na exploração de óleo e gás é entender os tipos e volumes de hidrocarbonetos num prospecto antes da perfuração. Algo que não é totalmente possível apenas através da interpretação sísmica e reconhecimento de estruturas.

Esta metodologia de estudo contempla a utilização de algoritmos matemáticos, a interpretação sísmica, análise estratigráfica, paleontológica, petrofísica, correlação de poços e outros dados geológicos, de forma a reconstituir a evolução de bacias sedimentares.

Para tal, é necessário ter ainda em conta o conceito de sistema petrolífero, definido por Magoon & Dow (1994) como a relação entre vários elementos, como rocha mãe efectiva, reservatório, selo e rocha de cobertura, e ainda os vários processos de maturação da rocha mãe, migração de hidrocarbonetos para um reservatório e a sua acumulação. Todos estes factores terão de coexistir no tempo segundo esta sequência, de modo a que se constitua um sistema petrolífero e um prospecto seja viável.

Na modelação de bacias, as equações matemáticas são usadas para reconstituir a deposição, compactação e erosão das formações ao longo do tempo e espaço, e ainda para recriar o modelo térmico da bacia. Já a modelação de sistemas petrolíferos refere-se ao *timing* de geração, expulsão e armazenamento de hidrocarbonetos numa bacia sedimentar. Os diferentes processos utilizados nesta análise estão descritos no diagrama abaixo.

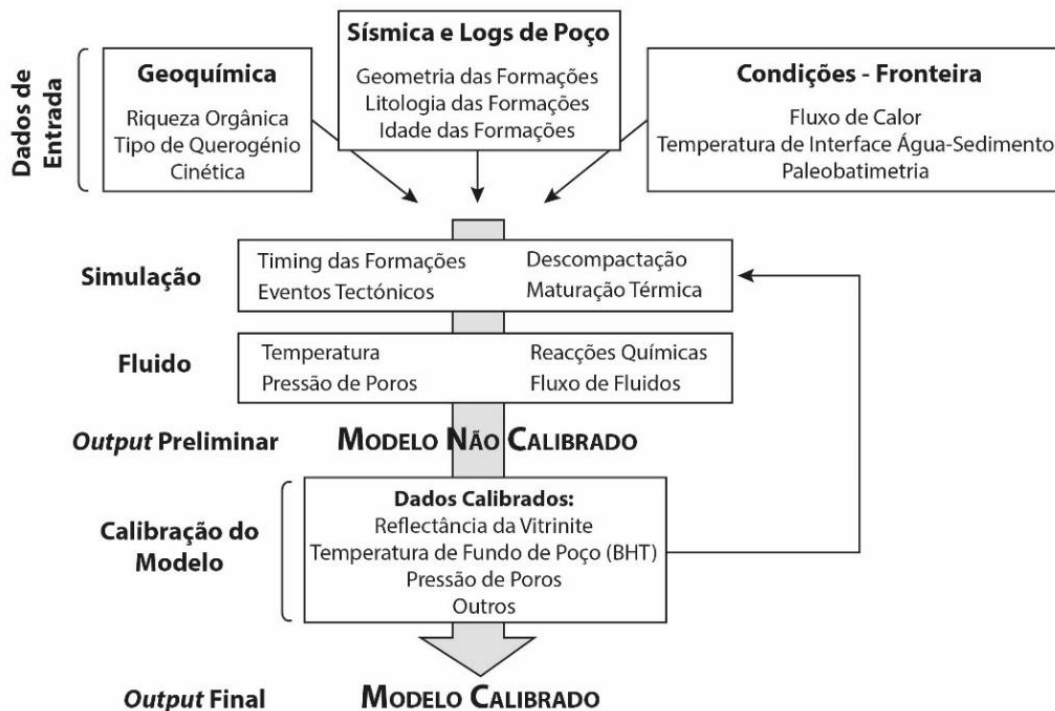


Figura 4.4 – Fluxo de trabalho simplificado na modelação de sistemas petrolíferos (adaptado de Peters, 2009)

A fundamentação teórica na modelação da subsidência e evolução térmica da Bacia do Porto foi em muitos pontos idêntica à realizada para a Bacia Lusitânica por Teixeira (2012), dadas as analogias entre estas duas bacias. Como tal, descrevem-se de seguida os pontos mais relevantes na metodologia adoptada na análise de evolução térmica da Bacia do Porto.

4.4.4 Modelação em PetroMod

Esta metodologia realizada num espaço que pode ser uni, bi ou tridimensional, realizando computações determinísticas que simulam a evolução de uma bacia sedimentar e os seus fluidos associados. Isto requer a discretização numérica de camadas litológicas, tipo de matéria orgânica e as propriedades dos fluidos gerados. Estes modelos são construídos a partir de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos, sendo as formações definidas em células de acordo com as suas propriedades.

A estes parâmetros de entrada terá de se adicionar as condições fronteira ao modelo. Estas consistem no histórico de fluxo de calor, temperatura de interface água-sedimento e paleobatimetria. Os resultados iniciais deste primeiro modelo terão de ser calibrados com dados de Reflectância da Vitrinite, temperatura de fundo de poço (*bottom hole temperature*), pressão de poros e outras análises de fluido existentes. Só depois desta integração e ajuste é que se irá obter os resultados de modelação mais aproximados da realidade e da evolução dos pontos modelados da bacia.

Este tipo de modelação foi amplamente utilizado nos estudos de subsidência e evolução térmica em várias bacias sedimentares (ex: Belaid *et al.*, 2010; Kuhn *et al.*, 2010; Teixeira, 2012).

Ao longo desta dissertação foi utilizado o *software* PetroMod 1D e 2D (v14 SP 64-bit), da IES-Schlumberger. Inicialmente, para a construção dos modelos 1D, foi necessário: 1) inserir os dados de cada formação litológica, tipo, idade de ocorrência e espessura; 2) quantificar os eventos erosivos e a sua idade de ocorrência; e 3) colocar os dados de geoquímica orgânica das rochas geradoras (TOC, IH, Cinética);

Numa segunda fase, é necessário atribuir as condições-fronteira, ou seja, definir 1) Fluxo de Calor (HF – *Heat Flow*); 2) Temperatura de Interface Água-Sedimento (SWIT – *Surface-Water Interface Temperature*), e 3) Paleobatimetria (PWD – *Paleowater Depth*).

Após correr o modelo inicial, surgem os modelos de subsidência e evolução térmica da bacia, que foram calibrados com os dados disponíveis de reflectância da vitrinite (Ro%) e T_{máx}, presentes no relatório BEICIP (1996). Desta forma é possível calibrar a curva teórica de maturação, ajustando os eventos erosivos e a curva de Fluxo de Calor, contribuindo para o refinamento do modelo de subsidência da bacia, bem como obtendo uma melhor aproximação quanto à maturação dos níveis geradores.

Estes princípios teóricos podem ser consultados em pormenor nos trabalhos de Welte & Yuckler (1981), e Tissot *et al.* (1987) (*in* Teixeira, 2012).

CAPÍTULO V

Tectono-Estratigrafia de Bacias Tipo-Rifte

5.1 Introdução

Nesta dissertação é foi executada uma metodologia de estudo que contempla a caracterização tectono-estratigráfica, modelação de subsidência e evolução térmica da Bacia do Porto ao longo do tempo.

Em traços gerais, esta bacia apresenta elementos que a definem como uma bacia típica de margens passivas não vulcânicas, tipo rifte. A extensão de crosta continental e a formação de margens passivas é controlada pela quantidade de estiramento litosférico, que terá de ser necessariamente grande de forma a romper a crosta em ambiente intra-placa. O sobre-estiramento crustal irá resultar no rompimento continental, e consequente criação de crosta oceânica, como é o caso das margens passivas atlânticas, onde se inserem as bacias Lusitânica, Peniche, Alentejo e Porto, que apresentam uma evolução geológica semelhante. Neste contexto geodinâmico, vários tipos de sedimentos podem ser acumulados em ambientes marinhos ou não-marinhos, cada um destes com possibilidades de conter quantidades significativas de hidrocarbonetos (*e.g.* Lambiase & Morley, 1999).

Um outro grupo de processos pode desempenhar um papel importante na deposição neste tipo de bacias, como o clima, variações eustáticas, tipos de drenagem ou fonte sedimentar (Leeder & Gawthorpe, 1987; Ravnås & Steel, 1998).

5.2 Génese e Desenvolvimento de bacias tipo rifte

Vários modelos de extensão litosférica foram propostos desde o advento da teoria da tectónica de placas, de forma a explicar os processos, geometrias ou comportamento reológico ao longo da extensão crustal. Entre estes, os clássicos modelos propostos por McKenzie (1978) utilizam modelos térmicos e cinemáticos matematicamente simples, de forma a prever a espessura crustal e a evolução de subsidência de margens passivas simétricas, assumindo um adelgaçamento homogéneo da litosfera, seguido de relaxamento térmico. Nestas fases, estes processos dão origem à subsidência da litosfera, originando espaço de acomodação para os sedimentos se depositarem. O próprio

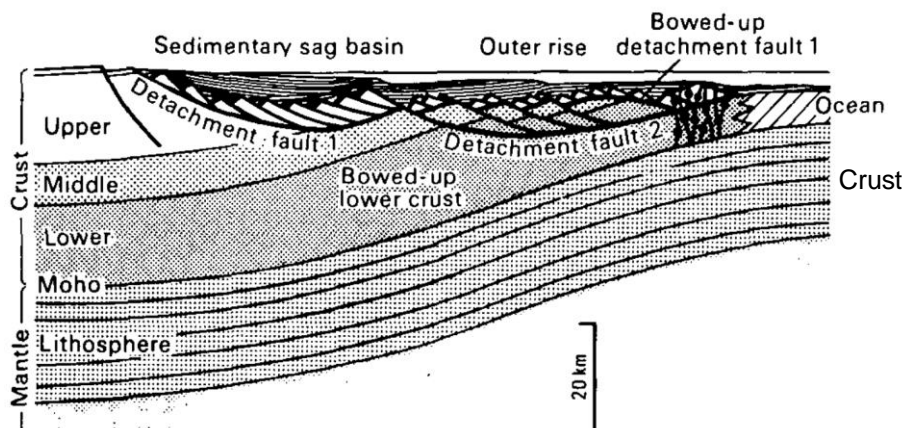


Figura 5.1 – Modelo de descolamento de falhas em margens continentais passivas, com características de "lower plate". Este tipo de margem apresenta uma estrutura complexa, com várias gerações de blocos rodados sobre falhas de descolamento (retirado de Lister *et al.*, 1986)

empilhamento faz com que a pressão litostática seja gradualmente maior, obrigando a que a bacia subsidia ainda mais.

Porém, nas margens passivas assimétricas, como é o caso da margem Ibéria – Terra Nova (Manatschal & Bernoulli, 1998), esta condição não se verifica, e por isso outros autores sugerem outros modelos para explicar a subsidência deste tipo de bacias. Wernicke (1981) propõe a hipótese de um descolamento na crosta profunda combinando com a geometria formada através de falhas normais sin-rifte. Mais tarde, Lister *et al.* (1986) sugerem um conceito algo diferente dos modelos de McKenzie e Wernicke, designado por *Delamination Model* (Figura 5.2).

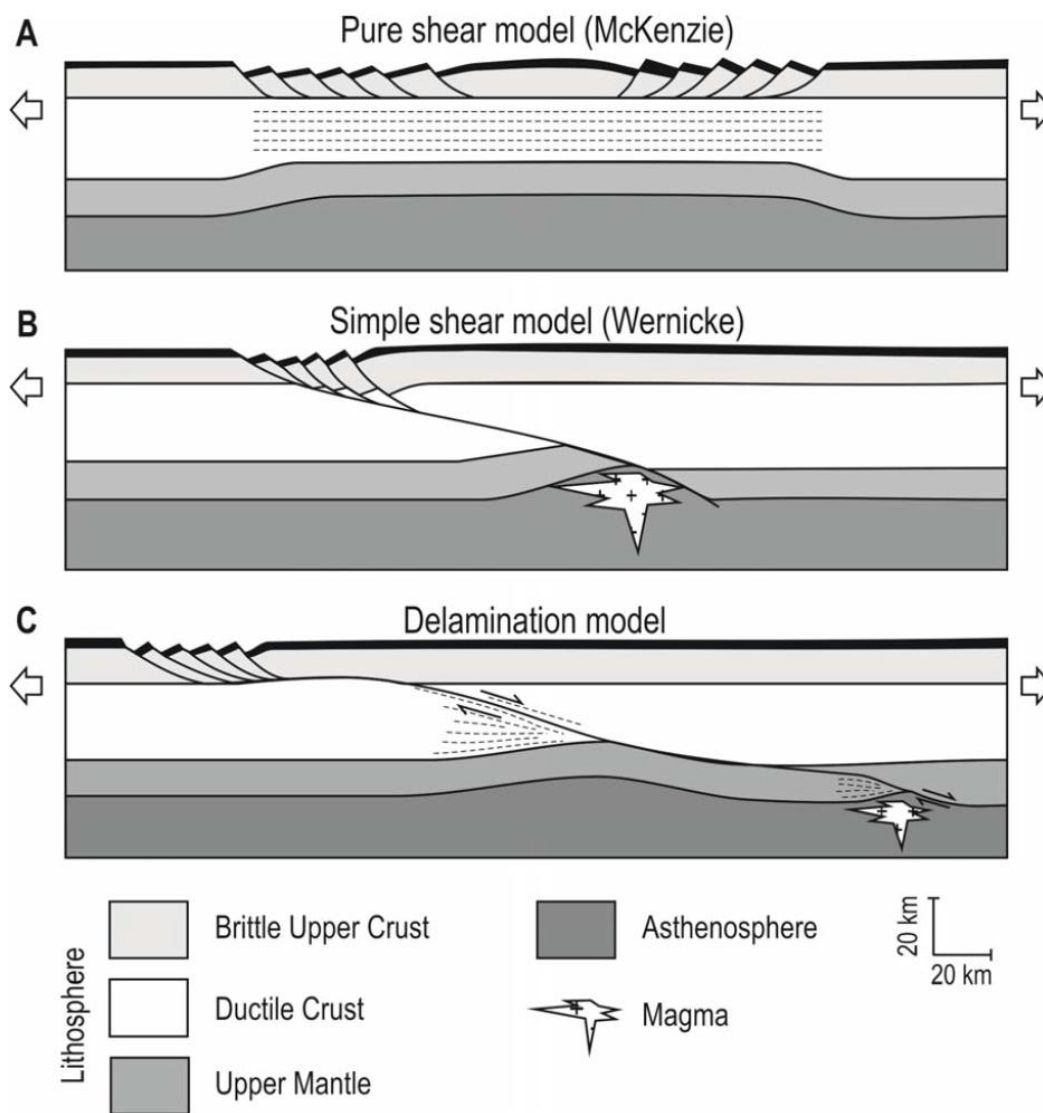


Figura 5.2 – Modelos esquemáticos da extensão da litosfera continental, originais de Lister *et al.* (1986) (retirado de Pereira, 2013)

Segundo Rosenbaum *et al.* (2008), os modelos de estiramento simples propostos por Wernicke serão os que explicarão melhor a geometria das margens Ibéria – Terra Nova, embora possa haver diferentes soluções para a polaridade do descolamento crustal profundo. De qualquer forma, a génese da Margem Noroeste Ibérica, onde se integra a

Bacia do Porto, tem sido descrita como uma margem do tipo “lower plate” (in Pereira, 2013) (Figura 5.1).

5.3 Superfície de *Breakup* Continental

O evento de *breakup* continental marca a separação completa das margens conjugadas do tipo rifte, através do contínuo estiramento crustal, que culmina no rompimento da crosta continental. Este evento está associado ao início da acreção de crosta oceânica na actual planície abissal, que divide as duas margens conjugadas passivas (Figura 5.3). Este episódio é responsável pela criação de uma superfície de descontinuidade, na base da qual se estabelece uma sequência sedimentar denominada como «sequência de *breakup*» (Soares, 2014).

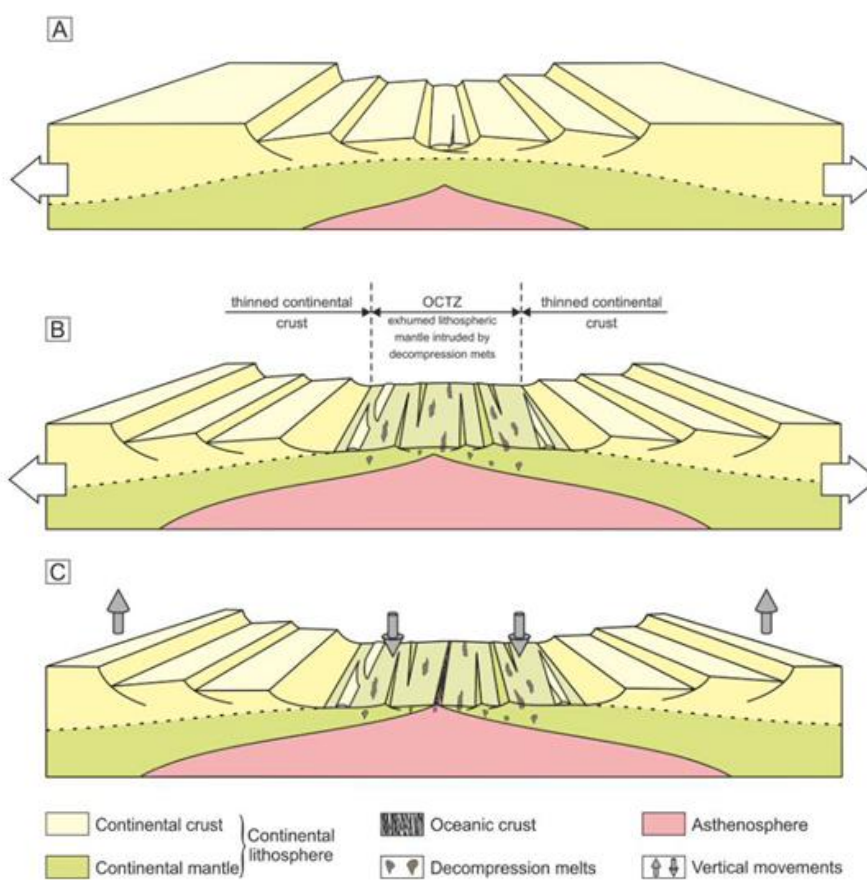


Figura 5.3 – Esquema evolutivo simplificado das diferentes fases de rifting, que culmina no rompimento litosférico, criando a *lithospheric breakup surface*. OCTZ – Ocean-Continent Transition Zone (retirado de Soares, 2014)

Esta descontinuidade foi identificada e mapeada na área de estudo por Soares (2014). Os mapas e perfis interpretados foram bastante importantes para auxiliar a interpretação de algumas linhas sísmicas no âmbito do presente trabalho, nomeadamente na identificação da superfície de *breakup*, que separa as grandes megassequências (genéricas) sin-rifte de pós-rifte. O perfil da Figura 5.4 mostra a representação genérica das megassequências sin- e pós-rifte.

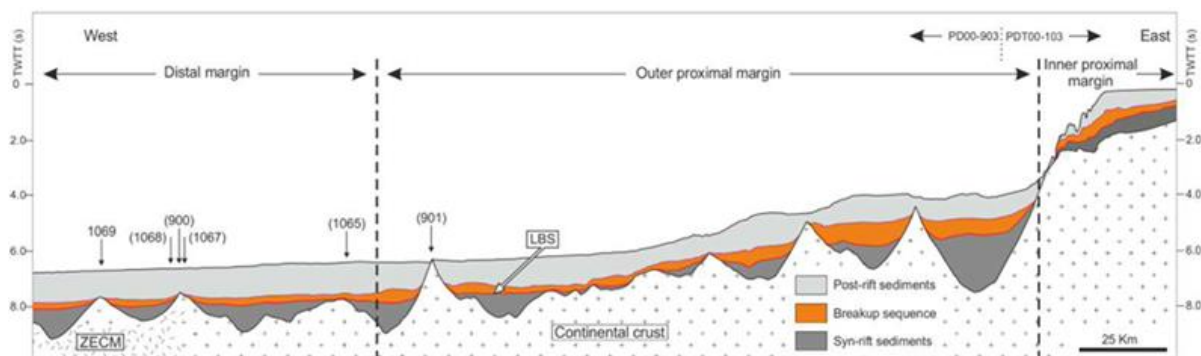


Figura 5.4 – Perfil E-W (linhas TGS-NOPEC PD00-903, PDT00-103) que mostra a arquitetura da margem, a estruturação do soco, a sequência genérica sin-rifte, a sequência de *breakup* e a sequência pós-rifte (LBS – *lithospheric breakup surface*) (retirado de Soares, 2014)

A identificação da *lithospheric breakup surface* por Soares (2014) produziu igualmente um mapa de superfície interpolado (Figura 5.6) que foi igualmente importante neste trabalho como referência na identificação deste horizonte sísmico nas linhas sísmicas disponíveis.

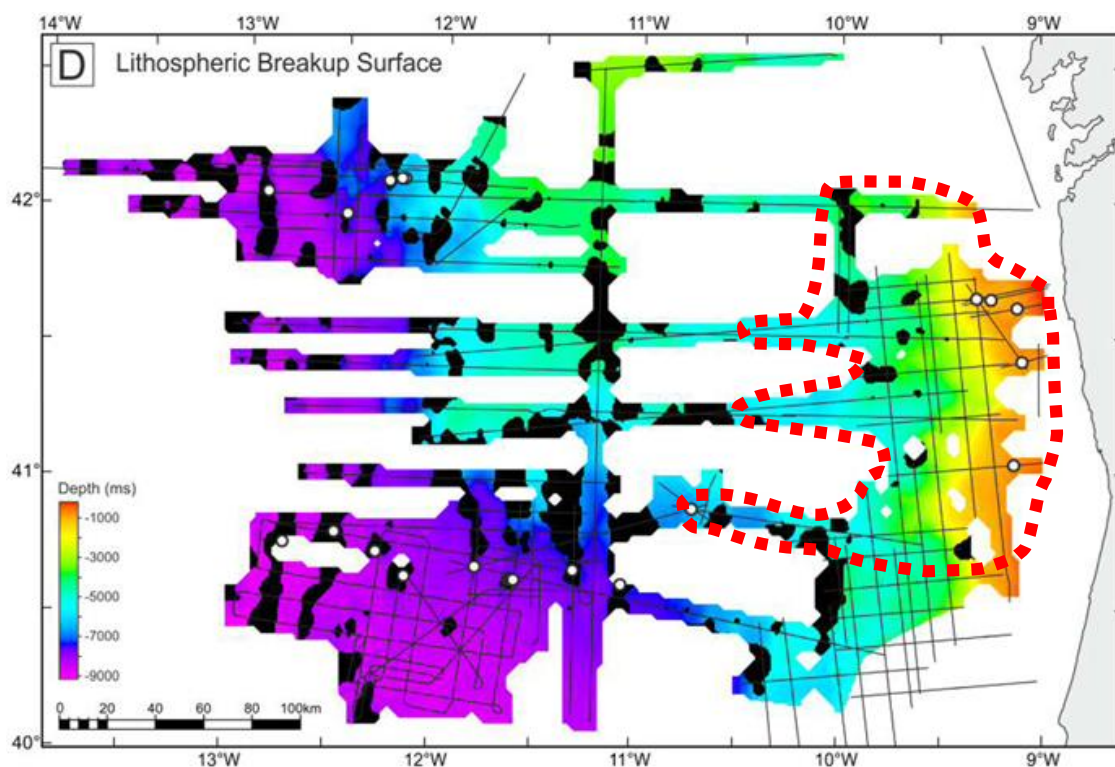


Figura 5.5 – Mapa de superfície interpolada da *lithospheric breakup surface*, que constitui a base da sequência de *breakup*. A negro estão representados os altos estruturais de soco; a vermelho está representada a área de estudo (retirado de Soares, 2014)

5.4 Caracterização de Bacias tipo Rift

A deposição em bacias tipo rift é controlada fortemente pela geometria da crosta continental segmentada, que neste caso comporta blocos rodados e semi-grabens,

limitados por falhas normais de bordadura, formando bacias assimétricas. Neste caso, tratando-se de margens passivas, não se observa uma dependência de fenómenos de ascensão mantélica que originem sequências de escoadas lávicas como ocorrem, por exemplo, nas margens de Marrocos ou do Brasil. O processo de extensão continental ocorre em três fases distintas (Figura 5.6), sendo a primeira denominada de fase «pré-rifte», dominada pelo aumento de fracturação do soco pré-existente, onde são criadas as condições para se iniciar a deposição dos primeiros sedimentos para a bacia.

A segunda fase é denominada por «sin-rifte», constituindo o momento de rifte activo, em que a extensão litosférica é tal que origina normalmente as sequências sedimentares mais espessas, com formação de prismas e/ou cunhas sedimentares de origem continental, marinho pouco profundo a profundo.

A terceira e última fase designa-se por «pós-rifte», correspondendo ao intervalo de tempo a partir do qual o *rifting* cessa, e a subsidência tectónica deixa de actuar, embora ainda possa haver variações de espessura e fácies devido à topografia herdada e à compactação diferencial.

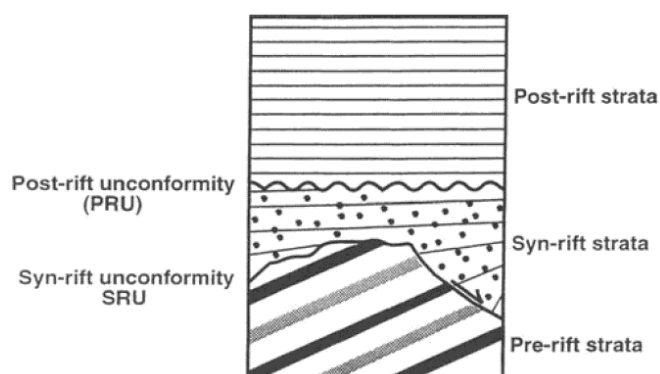


Figura 5.6 – Terminologia adoptada neste trabalho para definir os pacotes tectono-sedimentares (Bosence, 1998)

Tendo em conta a variedade de referências bibliográficas para justificar os estilos tectono-estratigráficos existentes ao longo da formação da Bacia do Porto, este estudo focou-se nos trabalhos clássicos de Gawthorpe (1987), Faulds & Varga (1998), Morley (1999), Leeder & Gawthorpe (2000), Withjack *et al.* (2002), e Hus (2005).

O trabalho de Withjack *et al.* (2002) é uma excelente compilação de exemplos a nível mundial, formalizando categorias tendo em conta os factores que influenciam os estilos estruturais das bacias tipo rifte. Estes quatro factores contemplam o comportamento mecânico dos pacotes pré-, sin- e pós-rifte, a actividade tectónica ante-*rifting*, a obliquidade do *rifting* e actividade tectónica pós-*rifting*. Com base na avaliação destes factores, os autores definem uma bacia tipo rifte *standard*, com quatro variações que enquadram estas variedades de estilos tectónicos.

Estas bacias são depressões crustais alongadas e bordeadas (num ou em ambos os lados) por falhas normais herdadas do soco cristalino. Estes elementos extensionais

atingem alguns quilómetros de profundidade, dezenas de quilómetros de largura e centenas de quilómetros de comprimento. A maioria dos sistemas de rifte estão associados com o *breakup* continental e o estabelecimento de margens passivas.

As unidades estratigráficas definem-se como pacotes pré-rifte, sin-rifte, e pós-rifte, separadas por inconformidades. A mais importante destas, e que geralmente é a primeira a ser marcada em secções sísmicas por ser claramente identificável, é a *Breakup Unconformity*. Como já foi referido anteriormente, seguindo a nomenclatura sugerida por Soares *et al.* (2012), optou-se por mencionar formalmente a superfície de *breakup* como *Lithospheric Breakup Surface* (LBS). Esta divide separa os pacotes sin-rifte de pós-rifte, na transição entre a fase de rifte e fase de *drift* continental.

Os principais mecanismos que controlam as Unidades Genéticas que foram determinadas neste estudo estão presentes na Tabela 5.1. Esta apresenta igualmente a grandeza temporal onde cada unidade se forma.

Tabela 5.1 – Mecanismos geológicos e geodinâmicos que controlam o tipo de Unidades Genéticas ao longo do tempo (Adaptado de Allen & Allen, 2013).

Hierarquia das Unidades Genéticas	Tempo (anos)	Mecanismos de Controlo
Megassequências	10^{7-8}	Tectónica de Placas Comportamento Termomecânico Litosférico
Unidades Tectono-Estratigráficas	10^{6-7}	Fases de Actividade Tectónica
Sequência Depositional	10^6	Variações climáticas e tectónicas Dinâmica topográfica
Ciclos Estratigráficos (Parassequências)	10^{4-5}	Geodinâmica Interna Alterações Climáticas Variações do nível médio do mar
Camadas	10^{0-3}	Efeitos meteorológicos

O controlo primário de sistemas deposicionais a grande escala é o espaço de acomodação, criado pelo falhamento e topografia. Estes resultam em padrões deposicionais variados, em secções transversais e longitudinais à falha de bordadura, e também influenciados pelo levantamento do bloco de apoio e por falhas e dobras intrabacinais.

De forma a ser perceptível o tipo de controlo existente nas bacias tipo rifte, que influencia a estratigrafia da bacia, apresenta-se o seguinte diagrama, que contempla os estilos tectónicos, variações climáticas, e eustasia. Este diagrama será válido para entender os controlos que influenciaram a sequência litostratigráfica da Bacia do Porto. Neste caso não se teve em conta o magmatismo, já que não existe evidências destes processos no registo sedimentar. Será necessário ter em conta o magmatismo no início de oceanização dos fundos oceânicos, que apenas se dá no pós-*breakup* continental (Albiano – Aptiano), embora a sua localização seja algo distante da área de estudo.



Figura 5.7 – Diagrama que apresenta os principais controlos que influenciam a sequência sedimentar em bacias tipo-rifte não vulcânicas (adaptado de Bosence, 1998)

Este diagrama serve sobretudo para dar a compreender o que influencia o enchimento sedimentar numa bacia, sendo fundamental ter em conta que a acomodação e as sequências deposicionais podem ser alteradas através de: rotação de blocos, variações da fonte sedimentar para sedimentos siliciclásticos e carbonatados (em função do clima), e através da variação eustática a nível bacinal.

5.5 Geometrias de Bacias tipo Rifte

Para melhor entender as fases de desenvolvimento de rifte, e tratando-se de uma bacia com forte influência estrutural, optou-se por utilizar a tipificação desenvolvida inicialmente por Gawthorpe (1987), e actualizada posteriormente em Gawthorpe & Leeder (2000). Estes autores propõem modelos conceptuais evolutivos de riftes, na tentativa de justificar os elementos arquitecturais e tipos de sedimentação que podem ocorrer nestas bacias. Estes modelos são regidos essencialmente pelo carácter estrutural ao longo do tempo (em especial, a falha de bordadura da bacia), e contemplam a interacção tridimensional de ligação entre falhas geológicas, a sua propagação, evolução da rede de drenagem, e os efeitos da variação ambiental, nomeadamente o clima e subida/descida do nível eustático. Segundo os autores, os processos de propagação de falhas, crescimento, conexão e cessamento são os controlos tectónicos essenciais na definição da arquitectura da bacia.

Este foram os modelos adoptados para tentar entender o modo como a evolução tectono-estratigráfica pode ter ocorrido, dada a complexidade tectónica da área em

questão, e pelo facto de haver uma falha de bordadura da bacia a Este (Falha Porto-Tomar). Esta é sobejamente conhecida e estudada por vários autores, sendo que neste caso desempenhará um importante controlo tectónico no desenvolvimento da Bacia do Porto.

5.5.1 Modelos Depositionais

O padrão de subsidência durante uma fase de rifte caracteriza-se por um período inicial de rejeito limitado de falha, seguido de um período de maior deslocamento no qual o espaço de acomodação aumenta significativamente, culminando com um período de menor subsidência que ocorre nas últimas fases de *rifting* (Gupta *et al.*, 1998). Do mesmo modo, o período de máxima subsidência e deslocamento de falha em geral coincide com o clímax de rifte.

A geometria de blocos rodados é diversificada, gerando sub-bacias, que partilham uma arquitectura comum, que segundo vários autores (Leeder & Gawthorpe, 1987; Lambiase & Bosworth, 1995; Ravnås & Steel, 1998; Pereira, 2013) podem incluir vários elementos, entre os quais se podem enunciar os seguintes:

- Um bloco de apoio (*footwall*) levantado e um bloco suspenso (*hangingwall*) em subsidência, sobre o qual os sedimentos tendem a acumular;
- Falhas de bordadura com extensão entre 10 a 35 km (algumas com mais de 50 km);
- Rampas de ligação (*relay ramps*) que acomodam a mudança de tensor durante a extensão e ligação de falhas;
- Falhas de transferência, que por vezes segmentam a margem em sub-bacias;

Os modelos propostos por Gawthorpe & Leeder (2000) apresentam a evolução de uma bacia tipo rifte em três fases distintas (Figura 5.8). A primeira, chamada de “Início de Rifte” dá-se com o rompimento inicial do substrato rochoso que servirá como a base da bacia, criação de falhas subparalelas (perpendiculares à máxima direcção de estiramento crustal), com pouco deslocamento e alguns depocentros isolados.

A segunda fase é denominada por *linkage*, ou “Conexão de Falhas”. Esta é caracterizada pela ligação entre as falhas que originalmente se encontrariam paralelas e desconectadas entre si. Estas geram falhas maiores, conectando os seus deslocamentos, dando origem a deslocamentos progressivamente maiores até atingirem a última fase, chamada de *through-going fault zones* (“Fase de Continuidade”), em que a falha de bordadura da bacia toma uma maior expressão, com maior rejeito. Nestes modelos o início de rifte dá-se com menor estiramento crustal / subsidência, aumentando progressivamente ao longo da evolução da bacia, com aumento da conectividade lateral e levando ao desenvolvimento dos semi-grabens formados inicialmente.

A última fase evolutiva compreende a formação dos grandes depocentros numa bacia, e o estabelecimento da arquitectura estrutural final da bacia. Aqui dá-se o

prolongamento das falhas com segmentos mais conectadas e o abandono dos segmentos de falha menores.

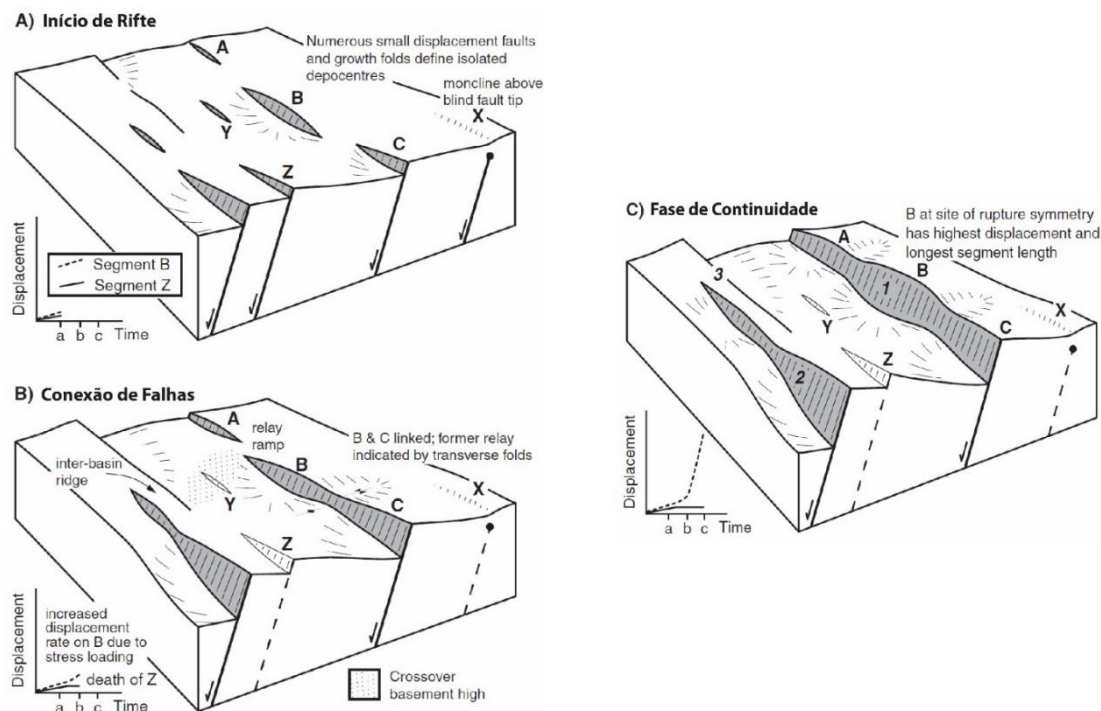


Figura 5.8 – Diagramas tridimensionais evolutivos de um sistema de falhas normais em contexto extensional. Assinala-se a existência de rampas de ligação, e a concentração de deformação nas falhas principais, e abandono dos segmentos menores não conectados no estágio evolutivo B (adaptado de Gawthorpe & Leeder, 2000).

Os modelos tridimensionais propostos contemplam vários estágios evolutivos nos domínios continental e marinho. Os elementos arquiteturais e sequências deposicionais serão necessariamente diferentes em cada caso. Dado o conhecimento estratigráfico prévio da Bacia do Porto, e tendo como base a sequência sedimentar Meso-Cenozóica semelhante à da Bacia Lusitânica e os variados ambientes deposicionais, optou-se por escolher os blocos-diagrama que traduziriam a evolução tectono-sedimentar da bacia, nas suas principais fases de enchimento.

5.6 Arquitectura de Sistemas Deposicionais Sin-Rifte

Como foi dito anteriormente, a utilização de modelos tectono-sedimentares serve sobretudo para caracterizar as diferentes fácies deposicionais que se podem gerar no mesmo contexto geotectónico, seja em ambiente marinho ou não marinho. A combinação dos controlos enunciados anteriormente e o enchimento sedimentar da bacia resulta na formação de geometrias do tipo cunha sedimentar nos pacotes sin-rifte, que se podem identificar nas linhas sísmicas e em afloramento.

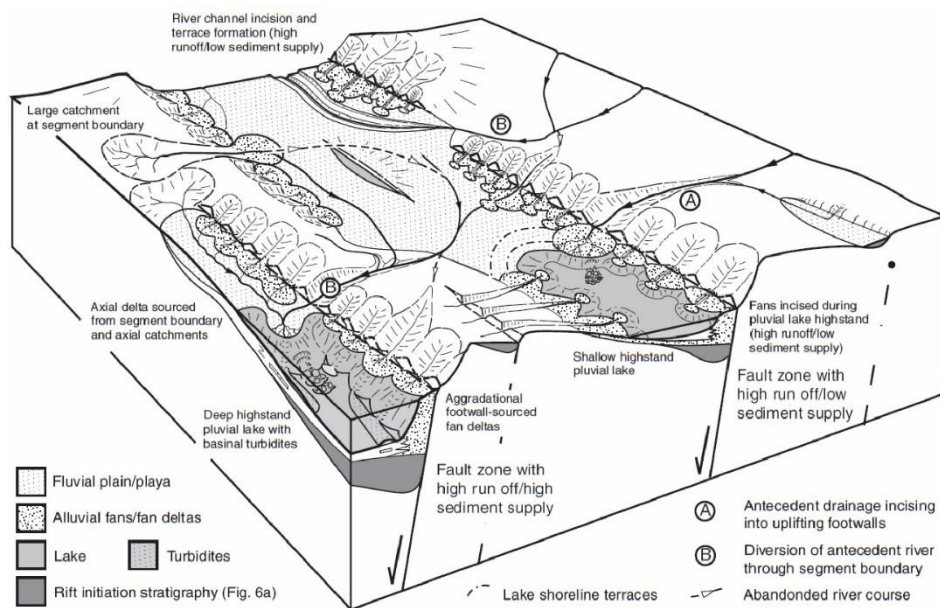


Figura 5.10 – Diagrama tridimensional tectono-estratigráfico da fase de Conexão de Falhas (*Interaction and Linkage stage*), em ambiente continental

Ainda no domínio continental, no pico de desenvolvimento da bacia tipo rifte, a conexão de segmentos de falha adjacentes gera extensas zonas de falha, definindo bacias em semi-graben (Figura 5.11). O deslocamento nas falhas conectadas reduz a topografia dos altos intrabacinais, levando ao estabelecimento de drenagem axial.

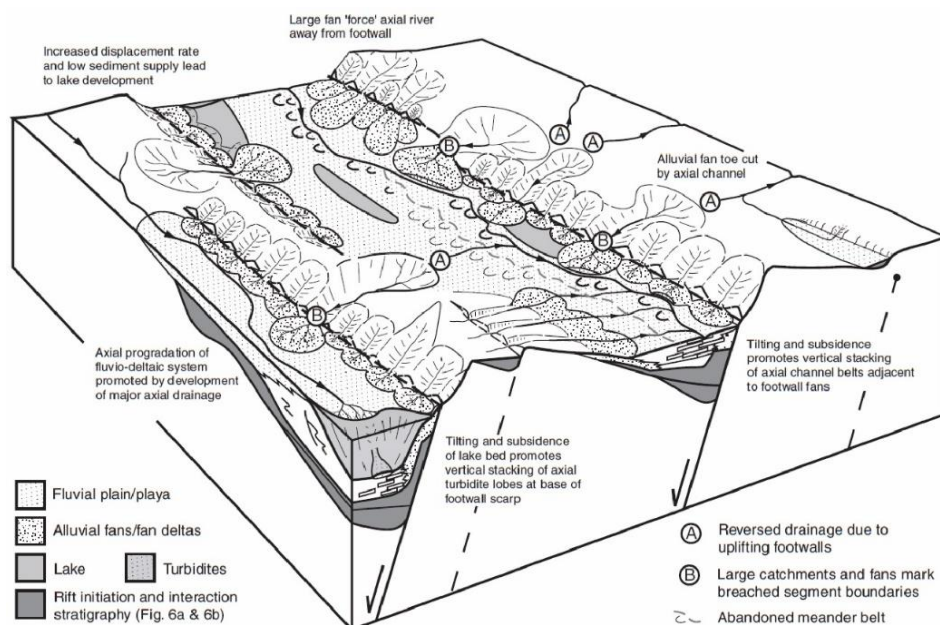


Figura 5.11 – Diagrama tridimensional tectono-estratigráfico da fase de Continuidade (*Through-going fault stage*), em ambiente continental

Estes três modelos anteriormente apresentados constituem bons análogos quanto à evolução tectono-estratigráfica, porém não são representativos da evolução estratigráfica para o caso das bacias da Margem Ocidental Ibérica, já que apenas se referem ao domínio continental. Nesse sentido, recorreu-se aos blocos-diagrama propostos pelos mesmos autores, mas para o domínio marinho, caracterizando desta forma as incursões transgressivas no mesmo contexto tectónico extensivo.

5.6.2 Modelos Depositionais em Domínio Marinho

Desta forma, na fase de interação e conexão de falhas durante o cortejo sedimentar de alto nível marinho (*highstand systems tract*) dá-se a propagação lateral entre segmentos de falha, desenvolvendo-se uma rede de drenagem transversal aos blocos levantados, formando deltas e ilhas nos blocos baixados (Figura 5.12). Os altos de soco em zonas de acomodação formam plataformas pouco profundas ao longo dos eixos do rifte, onde se podem depositar sedimentos típicos de coluna de água pouco profunda ou em regime tidal. Nas zonas onde há maior inclinação e rejeito de falha podem ocorrer transporte turbidítico axial, intercalado com os sedimentos provenientes do bloco levantado. Nestas zonas de maior deformação ao longo das falhas principais ocorre maior taxa de subsidência, promovendo acumulações de sedimentos mais espessas.

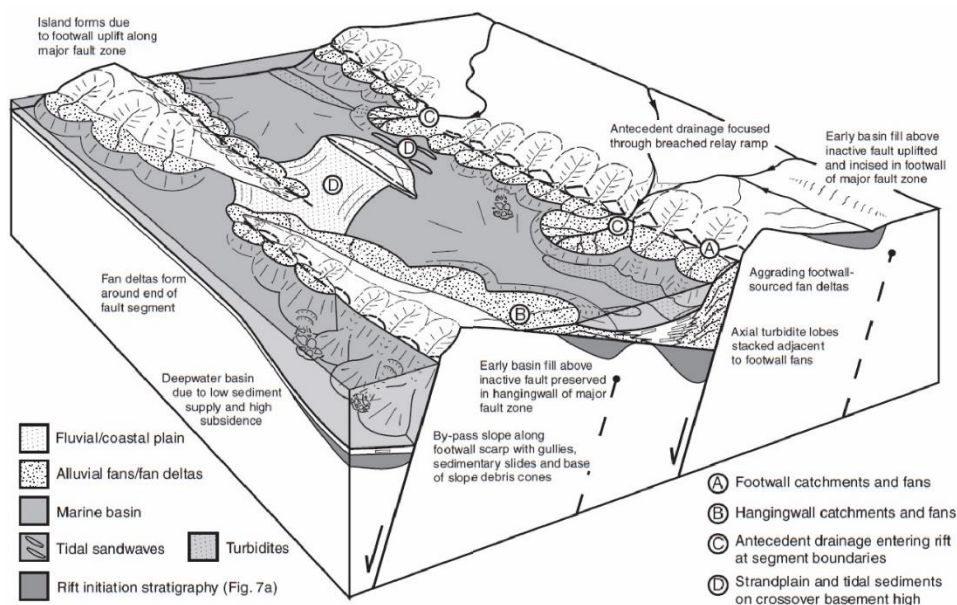


Figura 5.12 – Diagrama tridimensional tectono-estratigráfico da fase de Conexão de Falhas (*Interaction and Linkage stage*), em ambiente costeiro/marinho, de cortejo sedimentar de alto nível

Nesta fase de *rifting*, em domínio marinho mas considerando uma fase eustática de cortejo sedimentar de baixo nível (*lowstand systems tract*), os depocentros irão ser mais dispersos e isolados, com formação de lagos, vales incisivos e terraços, em regime geral de regressão forçada.

Na última fase de *rifting* (Figura 5.13), considerando bacias em domínio marinho, o contínuo desenvolvimento e conexão das falhas leva ao aumento da deformação e subsequente aumento do rejeito, com geração de turbiditos axiais nos blocos baixados, e empilhamento de turbiditos axiais adjacentes ao bloco levantado. O aumento da subsidência em relação à quantidade de sedimento disponível leva ainda ao afundamento da bacia e criação de *bypass* nos taludes levantados do *rift shoulder*.

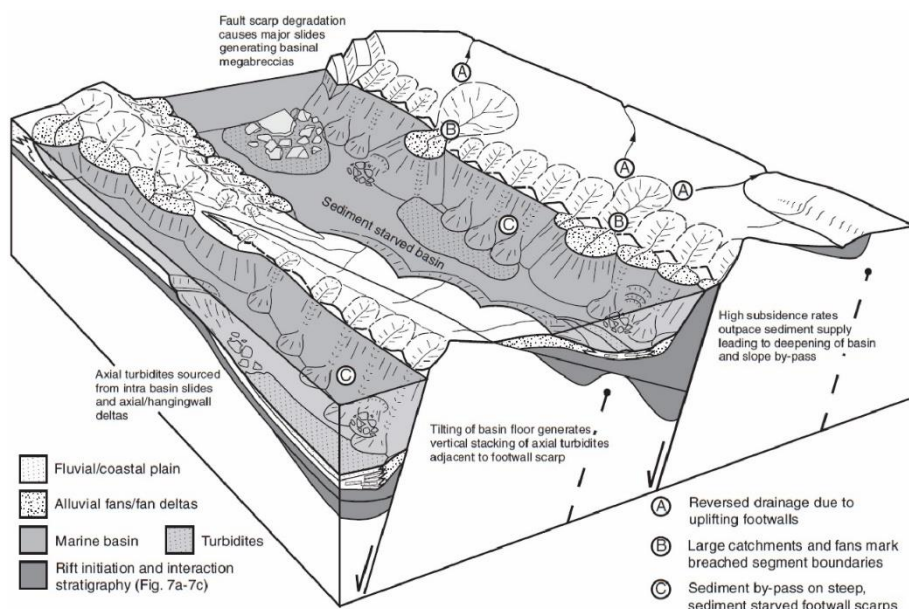


Figura 5.13 – Diagrama tridimensional tectono-estratigráfico da fase de Continuidade (Through-going fault stage), em ambiente costeiro/marinho

Alguns pontos propostos por Gawthorpe & Leeder (2000) podem ser questionáveis, como a natureza da conectividade entre os vários semi-grabens formados, o arranjo de sistemas deposicionais e seu empilhamento, a não consideração de sedimentação carbonatada em períodos de menor actividade tectónica.

Contundo, alguns pontos positivos podem ser destacados, assim como constata Kuchle (2010): 1) o facto de os modelos contemplarem situações algo complexas, com vários elementos arquitecturais a suportarem diferentes sistemas deposicionais para cada fase de *rifting*; 2) os modelos de interacção e conexão de falhas serem consistentes; 3) o facto de estas falhas se desenvolverem ao longo da evolução do rifte com impacto diferencial quanto aos padrões de enchimento, ao contrário do que sugerem os modelos de Prosser (1993); 4) a ponderação que é feita quanto ao aumento da erosão nos blocos levantados e sedimentação em períodos de menor actividade tectónica, e 5) a consideração na fase de início de rifte de sistemas mistos de drenagem para bacias isoladas, ao longo de blocos levantados ou baixados.

5.6.3 Modelos Depositionais Carbonatados

De forma a caracterizar os sistemas deposicionais carbonatados em bacias tipo-rifte, recorreu-se aos modelos de Leeder & Gawthorpe (1987). Este que se apresenta em baixo

ilustra de forma simplificada os possíveis sistemas deposicionais sin-rifte em situações em mar aberto e costeiro, e as possíveis variações de fácies tendo em conta o posicionamento em relação ao bloco rodado.

Este modelo deposicional carbonatado (Figura 5.14) demonstrou ser relativamente aplicável para o entendimento dos sistemas carbonatados potencialmente presentes na área de estudo. Com efeito, é possível justificar através deste modelo a existência dos diferentes ambientes deposicionais identificados, como recifes e bioedificações, dependendo da posição relativa no bloco de apoio e bloco suspenso.

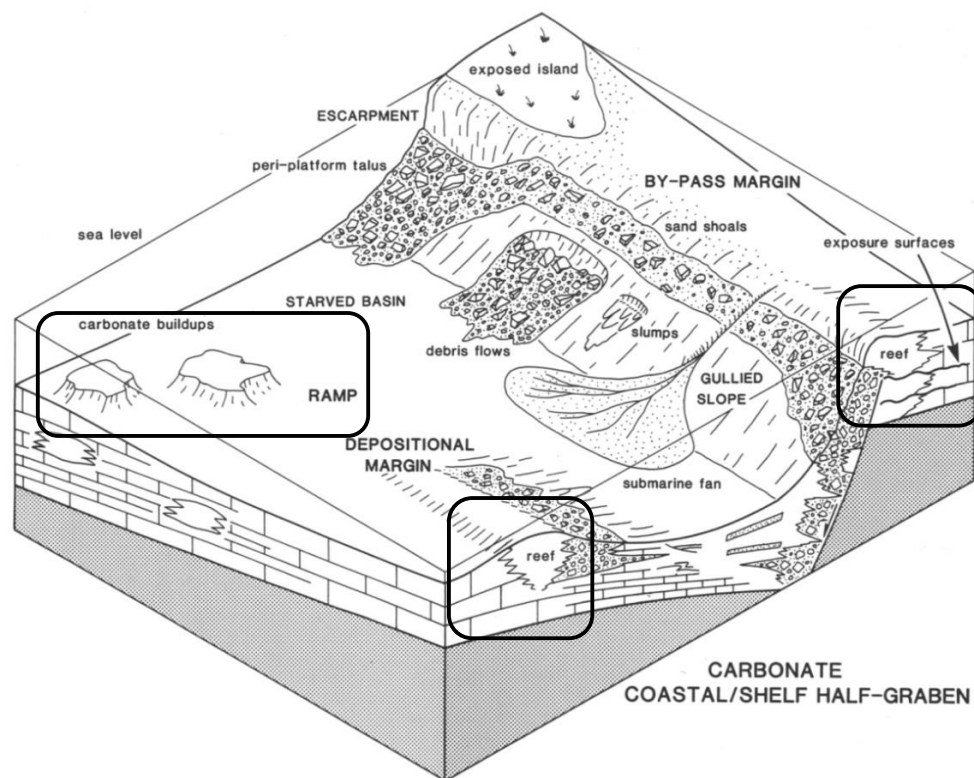


Figura 5.14 – Diagrama tridimensional que mostra múltiplos sistemas deposicionais carbonatados em ambiente marinho ou costeiro, dependendo do posicionamento relativo no bloco rodado (retirado de Leeder & Gawthorpe, 1987)

Este modelo conceptual será representativo da sedimentação carbonatada na Bacia do Porto, em especial durante a fase de *sag* no Jurássico Inferior e Médio, e na fase de clímax de rifte no Jurássico Superior. De facto, aqui o grande período de sedimentação carbonatada iniciou-se no Jurássico Inferior (Formação Esturjão), em ambiente provável de rampa carbonatada homoclinal (assim como ocorre na Bacia Lusitânica segundo Duarte, 1997; *in* Azerêdo *et al.*, 2003) controlada por variações eustáticas e pontualmente por alguma tectónica regional; o segundo período de sedimentação carbonatada dá-se no Jurássico Médio, com progradações em regime de plataforma carbonatada, de maior energia, passando pela descontinuidade Caloviano – Oxfordiano, e prolongando-se até ao Jurássico Superior com a Formação Cabo Mondego; o terceiro, e último período importante de franca sedimentação carbonatada dá-se no final do Jurássico Superior com a Formação Linguado, em ambiente maioritariamente recifal.

5.7 Aplicação dos Conceitos de Tectono-Estratigrafia

Os objectivos da aplicação destes conceitos prendem-se com o facto da necessidade de entender os aspectos que controlaram a formação das bacias no sector noroeste português, bem como a influência da segmentação estrutural na deposição no *offshore* profundo. Mais especificamente, o papel das falhas normais de bordadura de bacia e as zonas de acomodação, ou zonas de transferência, que podem evoluir em estádios finais para falhas de transferência.

Este conhecimento irá então contribuir para a construção de um modelo tectono-estratigráfico, que explicará a distribuição e geometrias deposicionais das unidades, e as implicações para a avaliação do potencial petrolífero na área NW portuguesa.

CAPÍTULO VI

Análise Litostratigráfica

6.1 Introdução

Inicialmente, Witt (1977) descreveu a litostratigrafia da Bacia do Porto *strictu sensu* com base nos poços existentes até então. Já o relatório não publicado do GPEP (1986) apresenta uma versão da coluna litostratigráfica simplificada da bacia (Figura 6.1).

Outros autores adaptaram a nomenclatura e litostratigrafia para o estudo comparativo entre a Bacia do Porto e a Bacia Interior da Galiza (Boillot *et al.* 1985, 1988; Mougenot *et al.*, 1985; Murillas *et al.*, 1990).

Mais recentemente, Moita *et al.*, (1996), Cunha (2008) e Cardoso *et al.*, (2011) propõem uma coluna litostratigráfica da Bacia do Porto actualizada (Figura 6.2), que serviu como referência no presente trabalho na idealização de uma nova coluna que contemplasse a re-análise dos relatórios de poço e os novos resultados da análise tectono-estratigráfica.

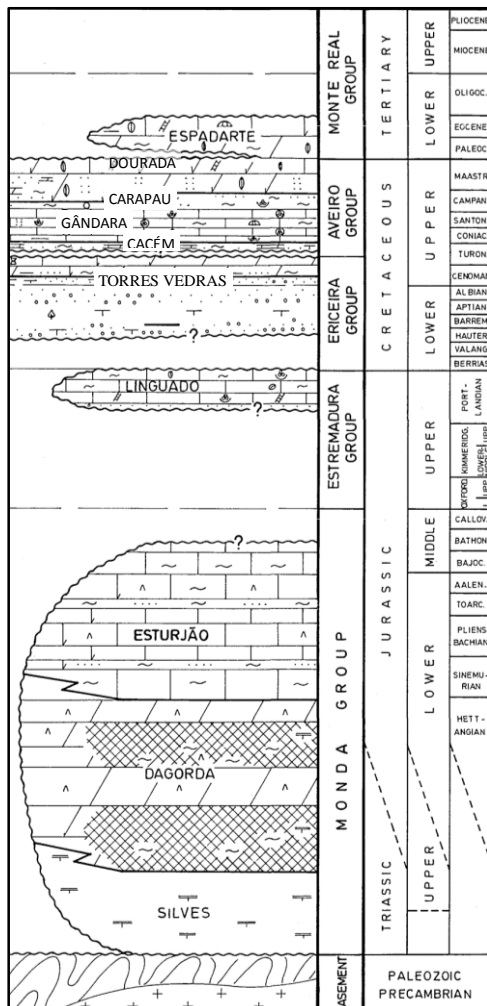


Figura 6.1 – Quadro litostratigráfico da Bacia do Porto, retirado de GPEP (1986), alterado de Witt (1977)

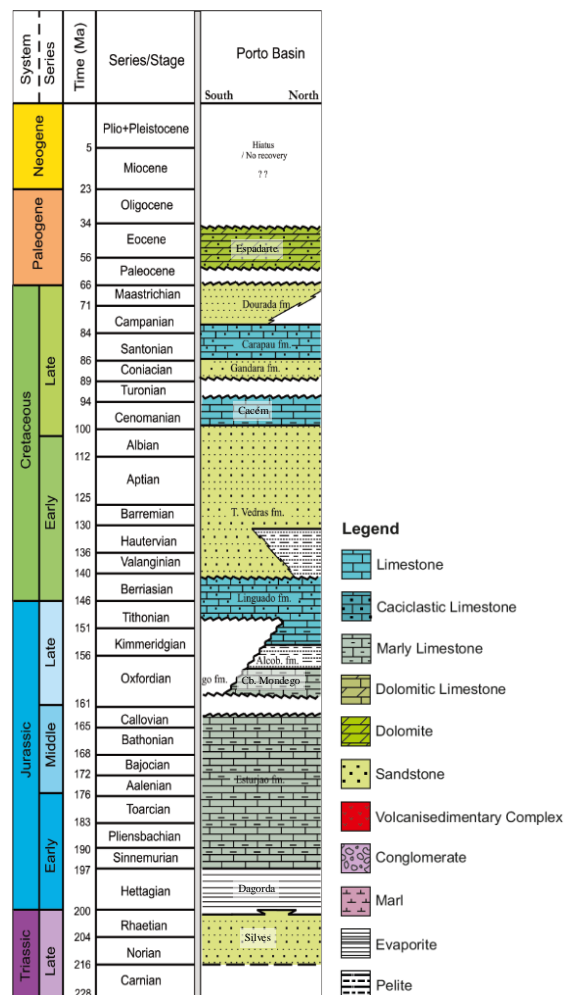


Figura 6.2 – Quadro litostratigráfico da Bacia do Porto, adaptado de Cardoso *et al.* (2011)

Após a contextualização litostratigráfica, apresenta-se em baixo um esquema que mostra a disposição geométrica das principais unidades descritas anteriormente, e a sua variação geométrica geral ao longo da bacia, segundo Alves *et al.* (2006).

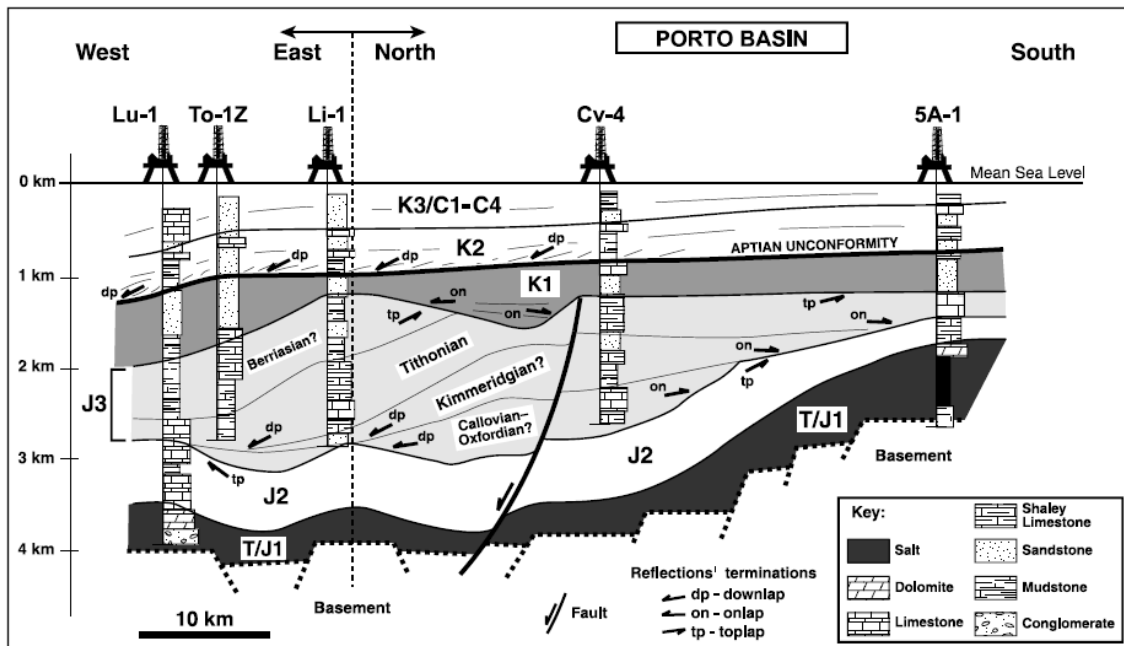


Figura 6.3 – Perfil interpretativo das secções N-S e E-W da Bacia do Porto, mostrando a estruturação do soco, e com ênfase nas sequências prográdantes do Jurássico Superior (imagem original de Moita *et al.*, 1996, retirado de Alves *et al.*, 2006)

6.2 Análise de Relatórios de Poço

Numa primeira fase, após a consulta bibliográfica para contextualizar a evolução geológica da bacia, procedeu-se à análise e interpretação dos relatórios dos poços efectuados na Bacia do Porto.

Da estratigrafia da Bacia do Porto pouca informação publicada e detalhada existe até à data. Alguns trabalhos anteriores (Cunha, 2008; Cardoso *et al.*, 2011) caracterizaram de forma geral as formações litostratigráficas, no sentido de identificar as principais sequências tectono-estratigráficas. O facto de esta bacia apenas estar preservada no *offshore*, e de a única informação disponível ter sido interpretada a partir de cinco poços comerciais realizados na área, em que destes apenas dois atravessam toda a sequência estratigráfica, será a razão principal para haver algumas dúvidas quanto à cronostratigrafia.

Alguns relatórios de poço referem a execução de estudos específicos de biostratigrafia, essenciais para datar as formações intersectadas, embora por vezes continuem a apresentar algumas incertezas quanto às idades das litologias.

Numa tentativa de uniformização de nomenclatura, tendo como base os trabalhos originais de Witt (1977) e Moita *et al.* (1996), construiu-se as colunas para cada poço a partir da análise e interpretação das litologias de cada relatório (Figura 6.4). Esta re-

interpretação teve igualmente em conta a correlação entre os reflectores identificados nas linhas sísmicas disponíveis e ainda a análise geral de alguns *logs* disponibilizados pela Partex Oil & Gas (*Gamma Ray*, LLD, ILD, NPhi, DT) de forma a calibrar os horizontes identificados na sísmica.

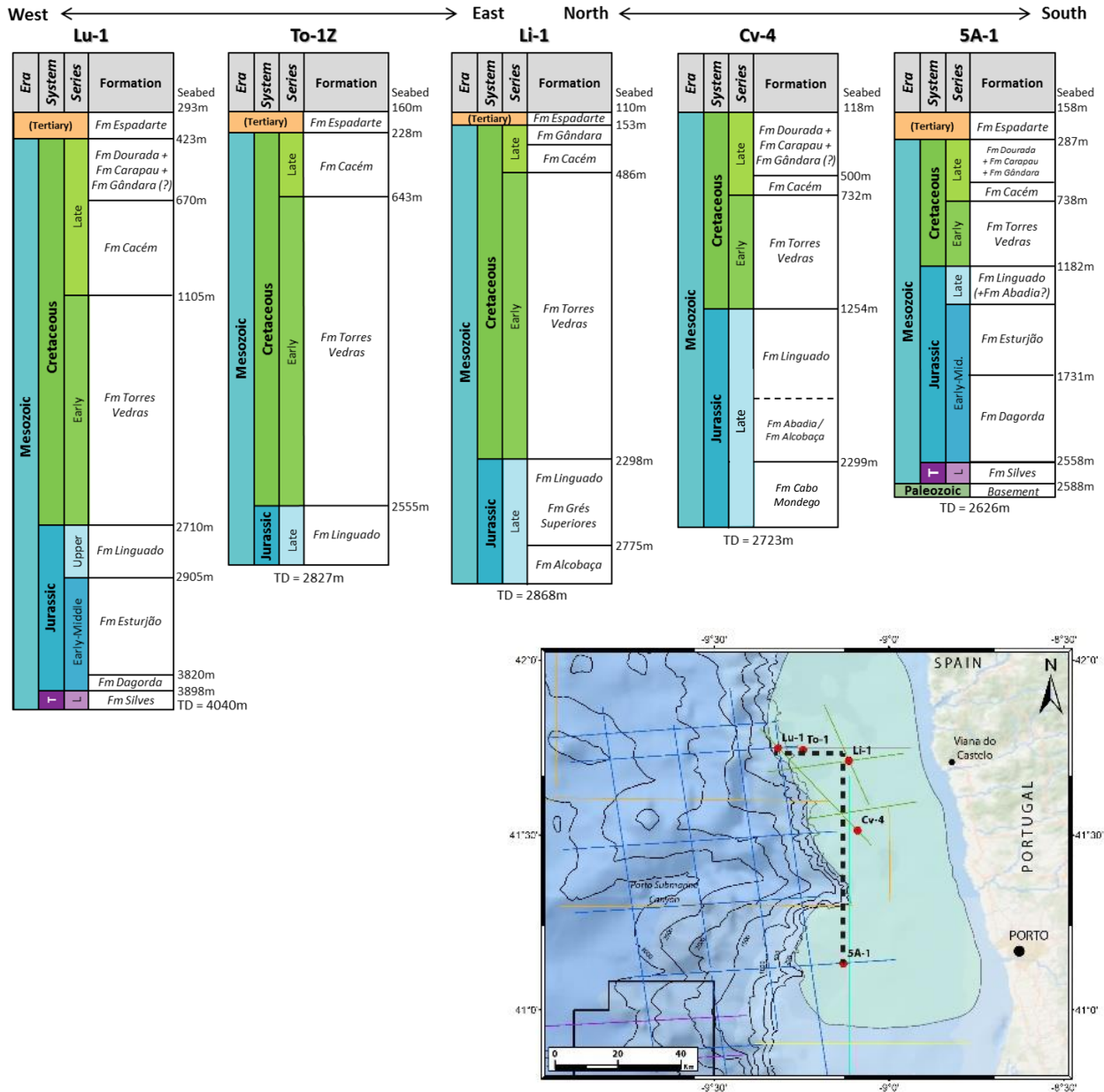


Figura 6.4 – Quadro ilustrativo das formações litostratigráficas identificadas nos relatórios de poço Lu-1, To-1, Li-1, Cv-4 e 5A-1 (Imagem sem escala), segundo um perfil N-S e E-W, a tracejado no mapa

À semelhança da Bacia Lusitânica, consideram-se cinco etapas de enchimento sedimentar, que reflectem a influência do domínio Tétisiano numa primeira fase, e domínio Atlântico no pós-*breakup* continental (Wilson *et al.*, 1989). Estas cinco etapas são correlacionáveis com os cinco grupos tipificados nos primeiros trabalhos exploratórios realizados pela Shell-Prospex para a Bacia Lusitânica (Witt, 1977), e retomado na área de estudo por outros autores (ex: Soares *et al.*, 2012), que sugerem o estabelecimento de sequências separadas por discontinuidades: **Grupo Monda**: Triásico

Superior – Caloviano; **Grupo Estremadura**: Oxfordiano – Berriasiano Inferior; **Grupo Ericeira**: Berriasiano Superior – Cenomaniano; **Grupo Aveiro**: Turoniano – Maastrichtiano; e **Grupo Monte Real**: Paleocénico – Pliocénico.

Embora este trabalho clássico não tenha considerado a descontinuidade de *breakup* continental como sendo diferenciadora de grupos, tomou-se esta formalização para as principais sequências estratigráficas da Bacia do Porto.

A descrição das unidades sedimentares da Bacia do Porto teve como base a nomenclatura sugerida nos trabalhos de Witt (1977), Murillas *et al.* (1990) e Moita *et al.* (1996), e que deu origem à coluna litostratigráfica traçada por Cunha (2008).

As sequências litostratigráficas foram definidas com base no reconhecimento em relatórios de poço e análise de linhas sísmicas de descontinuidades regionais, que marcam eventos geodinâmicos (Sequências de 2ª Ordem), e no reconhecimento de Superfícies de Inundação Máxima no registo litostratigráfico (Sequências de 3ª Ordem). A análise destas superfícies teve como base os critérios de ciclos de Transgressão-Regressão (*sensu* Embry & Johannessen, 1992), tendo sido feita uma análise prática e objectiva, tendo em conta as informações incluídas nos relatórios de poço. Nesta interpretação não foram tidos em conta estudos biostratigráficos, que poderiam detalhar com pormenor as sequências e atribuir idades precisas às sequências de 3ª ordem.

Com estas informações, apresenta-se de seguida as principais sequências litostratigráficas da Bacia do Porto. Estas incluem a descrição litológica, o provável ambiente deposicional, e contexto geodinâmico genérico.

6.2.1 Triásico Superior, Sequência A

Este período corresponde ao início dos processos extensionais de *rifting*, onde se começa a formar um sistema de blocos rodados, limitados por falhas normais, com impacto na topografia (Ribeiro *et al.*, 1979).

Os depósitos são essencialmente de origem continental, provenientes da erosão de relevos, preenchendo as depressões que foram geradas pela tectónica extensional. São depósitos aluvio-fluviais, ou seja, conglomerados, arenitos e pelitos vermelhos (Azerêdo *et al.*, 2003), por vezes com leitos finos de gesso. Estes são designados como “Grés de Silves” (*sensu* Choffat, 1887; Palain, 1976), ou coloquialmente como “Formação Silves”.

No registo de poços da Bacia do Porto apenas foi identificada uma espessura de cerca de 20 m desta sequência. Dada a sua localização a Norte da Bacia Lusitânica, e tomando em consideração que geodinamicamente esta zona sofreu processos extensionais numa fase mais tardia (± 216 Ma), pode-se inferir que a formação identificada é correlacionável com a designada “Formação Castelo Viegas”, de idade Noriana a Retiana.

Do conhecimento que se tem da Bacia Lusitânica, esta formação evolui superior e lateralmente para depósitos de *sabkha* e lagunares, com níveis evaporíticos e dolomíticos intercalados em argilas vermelhas (*in* Pena dos Reis *et al.*, 2011). Esta evolução é visível nos poços, marcando a passagem para a sequência que será abordada de seguida.

6.2.2 Hetangiano, Sequência B

Este andar marca a primeira incursão marinha na bacia, com litotipos carbonatados (calcários e essencialmente dolomitos) e siliciclásticos finos, correspondendo à Formação de Pereiros. Esta formação mostra características lagunares e pericosteiras, confirmadas pelo equivalente lateral argilo-evaporítico denominado como “Formação de Dagorda” (Azerêdo *et al.*, 2003).

Esta interdigitação de litofácies ocorre na Bacia do Porto entre a Formação Castelo Viegas e a Formação Dagorda, o que indicia deposição em ambiente árido, idêntico aos ambientes análogos actuais de *sabkha*. Os sedimentos típicos desta formação tratam-se de níveis de gesso, sal-gema e outros evaporitos. Estes depositaram-se em ambiente de pequena profundidade, com alguma influência marinha, em *sabkhas* costeiros anidritico-halíticos, em lagunas e lagoas evaporíticas (Palain, 1976).

Esta formação tem uma distribuição lateral e vertical variada, que está circunscrita às depressões formadas em contexto de início de rifte. Esta diferença de espessura, associada ao carácter dúctil e plástico dos sedimentos argilo-evaporíticos, influenciou posteriormente a evolução estrutural da bacia (*in* Azerêdo *et al.*, 2003).

6.2.3 Sinemuriano – Pliensbaquiano, Sequência C

Esta fase marca claramente o início de um período transgressivo, com abertura da bacia ao meio marinho, e a formação de uma rampa carbonatada homoclinal de baixa energia. Esta formação designada como “Formação de Coimbra” na Bacia Lusitânica é constituída por dolomitos e dolomitos calcários pouco fossilíferos na base e um membro essencialmente calcário no topo (Azerêdo *et al.*, 2003).

A instalação da rampa carbonatada implica uma atenuação da subsidência tectónica de início de rifte triásico (Pena dos Reis *et al.*, 2011), correspondendo a uma fase de rifte abortado. Segundo Rasmussen *et al.* (1998), Kullberg (2000), Alves *et al.* (2002) e Teixeira (2012), a descontinuidade bacinal no final da colmatação das sub-bacias triásicas marca o início de uma fase transgressiva, que deverá estar associada ao início de subsidência térmica pós-rifte.

Segundo Duarte *et al.* (2010), nas zonas ocidentais da Bacia Lusitânica pode-se individualizar a Formação de Água de Madeiros, que é um intervalo essencialmente margoso, com fácies dolomíticas e calcárias, mais ou menos bioclásticas e fossilíferas (Azerêdo *et al.*, 2008), ricas em matéria orgânica. O estudo detalhado destas litofácies, baseado em biostratigrafia, geoquímica orgânica e estratigrafia sequencial na individualização das sequências transgressivas-regressivas de 2ª ordem resultou na individualização dos membros Polvoeira e Praia da Pedra Lisa (Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2006; Duarte *et al.*, 2010). Estes dois membros pertencem às biozonas *Oxynotum* e *Raricostatum*, apresentam níveis betuminosos, bons teores de TOC e são, por isso, considerados uma das rochas geradoras de hidrocarbonetos na Bacia Lusitânica.

Embora não tenha sido considerada por Cunha (2008) na coluna litostratigráfica da Bacia do Porto, a Formação de Coimbra é um intervalo que foi claramente

individualizado num dos poços realizados (Lula-1), embora com algumas incertezas quanto à idade, tendo sido atribuída ao final do Sinemuriano ao princípio do Pliensbaquiano. Dada a importância de alguns níveis potencialmente geradores de hidrocarbonetos, sendo um presumível equivalente lateral à Formação Água de Madeiros da Bacia Lusitânica, e assumindo uma boa distribuição regional na Bacia do Porto, este intervalo foi então incluído na redefinição da coluna litostratigráfica nesta dissertação.

6.2.4 Pliensbaquiano – Aaleniano, Sequência D

Após a identificação em poço da Formação Água de Madeiros (no topo da Formação de Coimbra – Sequência C), na base da sequência D ocorrem depósitos essencialmente margoso-calcários (indicia ambiente um pouco mais profundo que a formação anterior), com níveis ricos em matéria orgânica, e que deverá corresponder lateralmente à Formação de Vale das Fontes, na Bacia Lusitânica. Esta formação terá idade entre Pliensbaquiano Inferior (Carixiano) até ao Toarciano.

Esta Formação dá início a uma fase transgressiva de 2ª Ordem, com aumento da componente margosa para o topo. À semelhança do equivalente na Bacia Lusitânica designado por Grupo Brenha (Duarte & Soares, 2002), o ambiente marinho profundo em rampa carbonatada homoclinal durante o Jurássico Inferior é responsável pela deposição de uma sequência carbonatada importante, à qual se designou por Grupo Esturção (Witt, 1979).

Nos relatórios de poço da Bacia do Porto o intervalo do Toarciano correspondente à Formação de Leme de / S. Gião / Cabo Carvoeiro na Bacia Lusitânica (Duarte & Soares, 2002; Azerêdo *et al.*, 2003) não é claramente identificável. Contudo, identifica-se uma sequência calco-margosa acima da Formação Vale das Fontes que poderá indiciar a presença desta Formação, representando assim o final do Jurássico Inferior.

Segundo Pena dos Reis *et al.* (2011) (*in* Teixeira, 2012), a espessura sedimentar acumulada durante esta etapa terá sido suficiente para despoletar o início da movimentação dos sedimentos argilo-evaporíticos da Formação Dagorda, tendo contribuído para o controlo da sedimentação na Bacia Lusitânica durante o Jurássico Médio. Contudo, analisando as linhas sísmicas da Bacia do Porto, o intervalo argilo-evaporítico aparenta ser menos espesso, mimetizando a topografia gerada inicialmente pela rotação de blocos, apenas sendo visível algum diapiro no topo dos altos de soco estrutural (*horsts*). A sul da área de estudo a espessura e dinâmica halocínética é bastante maior, pontualmente com diapíros que atravessam toda a sequência até ao Cretácico.

6.2.5 Bajociano – Caloviano, Sequência E

A sequência do Jurássico Médio que está bastante representada estudada na Bacia Lusitânica não foi intersectada por nenhum poço da Bacia do Porto. Efectivamente, três dos cinco poços analisados apenas perfuraram a sequência até ao Jurássico Superior, e apenas dois intersectaram a importante descontinuidade do Caloviano – Oxfordiano.

As linhas sísmicas analisadas sugerem que este importante intervalo, que corresponde a uma espessura sedimentar considerável, estará presente nos depocentros da bacia. Segundo Witt (1977) o Grupo Esturjão, equivalente lateral da Formação Brenha (Bacia Lusitânica), corresponderá ao acentuar gradual da tendência regressiva relativa, com ocorrência de fácies de pequena a média profundidade, onde o sistema deposicional de rampa carbonatada do Jurássico Inferior evoluirá para uma rampa de alta energia (Azerêdo, 1993, 1998).

Segundo vários autores (Wright & Wilson, 1984; Guéry *et al.*, 1986; Wilson *et al.*, 1989; Soares *et al.*, 1993; Rasmussen *et al.*, 1998; Azerêdo *et al.*, 2002b; *in* Azerêdo *et al.*, 2003), pode-se inferir que a deposição das séries carbonatadas no Jurássico Médio terá ocorrido nos blocos suspensos (*hangingwall*), em extensos semi-grabens, com a sedimentação a dar-se para Oeste dos blocos de apoio (*footwall*).

Esta etapa termina com uma megadescontinuidade a nível regional no final do Caloviano Superior ao Oxfordiano Inferior. Traduz-se num hiato deposicional de cerca de 3 Ma (Azerêdo *et al.*, 2003), sendo caracterizado na Bacia Lusitânica como um importante evento de soerguimento e erosão, combinado com regressão forçada e queda do nível médio do mar (Azerêdo *et al.*, 2002), que pode atingir as sequências do Batoniano. Terrinha (1998) e Pena dos Reis *et al.*, (2011) consideram que este evento teve origem num levantamento tectónico regional provavelmente com carácter compressivo, e não apenas um episódio de variação eustática.

No poço Lula-1, existe uma lacuna sedimentar correspondente a este período, o que pode indiciar que paleogeograficamente esta área estaria levantada durante o Jurássico Médio, provavelmente funcionando como um *rift shoulder* pronunciado. Outra hipótese para a ausência desta série carbonatada poderá estar relacionada com o soerguimento no Caloviano – Oxfordiano, que poderá ter justificado a erosão desta sequência.

Já o poço 5A-1, que atravessa a sequência sedimentar até atingir o soco Paleozóico, não interceptou igualmente esta série carbonatada do Jurássico Médio. Este poço, situado mais a Sul, assenta sobre um alto estrutural, apresentando apenas o equivalente a séries jurássicas condensadas, o que indicia que esta zona foi desde essa altura local estruturalmente mais elevado, longe do depocentro da bacia localizado a Norte.

6.2.6 Oxfordiano Inferior a Médio, Sequência F

No Oxfordiano Médio ocorre a subida gradual do nível eustático e aumento da subsidência tectónica. Os depósitos são de natureza margo-calcária, por vezes betuminosos e com potencial gerador, designando-se por Formação de Cabaços (Azerêdo *et al.*, 2003). Na coluna litostratigráfica da Bacia do Porto (Cunha, 2008) este nível tem o nome de Formação de Cabo Mondego, que corresponde ao equivalente lateral da Formação de Cabaços na Bacia Lusitânica.

A sequência é composta por margas, calcários lagunares e lignitos, com intercalações com areias com lignitos no corte de Cabo Mondego e nos poços *offshore* da Bacia Lusitânica (Sector Norte). Esta sequência presente no corte de Cabo Mondego representa ambiente lagunar (pouco restrito) a costeiro – deltaico (marinho pouco profundo),

representando uma ligeira subida do nível do mar e influxo de sedimentos siliciclásticos (Azerêdo *et al.*, 2002).

Tal como na Bacia Lusitânica (Azerêdo *et al.*, 2002; Pena dos Reis *et al.*, 2011; Wilson *et al.*, 1989; Rasmussen *et al.*, 1998), prevê-se que na Bacia do Porto a distribuição regional e espessura da Formação Cabo Mondego seja variável, aumentando no depocentro da bacia. Este período marca o início da maior subsidência tectónica e fase de criação do maior pacote sin-rifte, pelo que se prevê que esta formação tenha uma distribuição mais irregular, dependente da posição dos blocos rodados.

No Oxfordiano Superior existe uma transição gradual para calcários mais espessos, mais ou menos margosos, equivalentes ao conjunto dos «Calcários hidráulicos» presentes na região da Serra de Boa Viagem. Estes indiciam ambiente deposicional de carácter marinho, margino-litoral a de plataforma profunda (Azerêdo *et al.*, 2013).

6.2.7 Oxfordiano Superior – Kimeridgiano, Sequência G

Na passagem do Oxfordiano Superior até ao Kimeridgiano Médio, inicia-se uma sedimentação terrígena, com a deposição de uma espessa série arenítico-argilosa, de cor avermelhada e amarelada, estratificação entrecruzada e alguns leitos calcários, sendo o carácter continental mais acentuado para o topo (Azerêdo *et al.*, 2013). Esta unidade será correlacionável com os «Arenitos de Boa Viagem» (Rocha *et al.*, 1981; Soares & Rocha *in* Rocha *et al.*, 1987).

Na Bacia do Porto existe uma variação de espessura desta sequência, que por vezes não foi interceptada em poço. Wilson *et al.*, (1989) considera que esta etapa será a de maior taxa de subsidência da Bacia Lusitânica. Analisando os gráficos de subsidência tectónica de Cunha (2008) para os poços da Bacia do Porto, pode-se considerar a mesma assunção, e afirmar que esta será a fase de clímax de rifte, e que neste trabalho corresponde ao chamado «Sin-Rifte II (a + b)».

Por haver apenas um grande depocentro na Bacia do Porto, não se prevê que haja uma grande variação quanto ao carácter das formações siliciclásticas nesta fase, embora nem todos os poços tenham interceptado esta sequência. Na restante área de estudo da margem proximal externa considerada neste trabalho poderá haver diferenças, tendo em conta a maior actividade tectónica, com desenvolvimento de sub-bacias. Efectivamente, os modelos deposicionais propostos mais à frente neste trabalho consideram a hipótese de ocorrer a formação de corredores de sedimentação (*relay ramps*), que podem promover a ocorrência de sedimentos fluvio-deltaicos, bem como sedimentos de origem axial, junto das falhas de desligamento NNW-SSE.

A acumulação desta sequência inicial do Jurássico Superior somada à espessura das unidades do Jurássico Inferior e Médio terá aumentado a pressão litostática sobre a Formação de Dagorda. Esta, dado o seu carácter argilo-evaporítico e plástico, terá sido movimentada horizontal e verticalmente, controlando a subsidência diferencial na bacia, em especial nos locais onde esta é mais espessa (no Sector Sul da margem proximal externa). A geometria dos próprios sistemas deposicionais do Jurássico Superior até à descontinuidade de *breakup* continental (Aptiano-Albiano) terá sido influenciada pela

halocinese (Alves *et al.*, 2003, 2006), promovida pela maior intensidade tectónica nesta fase.

6.2.8 Kimeridgiano – Berriasiano Inferior, Sequência H

Esta fase marca uma importante sedimentação carbonatada, ocasionalmente arenosa, intercalada com margas. Corresponde a um ambiente de plataforma carbonatada de baixa energia, marinho pouco profundo, ocasionalmente com fluxo siliciclástico no sistema deposicional.

A base siliciclástica desta unidade, à qual se designou por Formação Linguado, deverá ser correlacionável com a Formação Lourinhã (Bacia Lusitânica). Esta terá menos expressão, já que maioritariamente esta sequência evolui rapidamente para calcários corálicos maciços e nodulosos, provavelmente gerados em ambiente recifal (*reef buildup*). Esta série carbonatada, alvo de interesse exploratório como rocha reservatório, pode ser a correspondente à Formação de Farta Pão na Bacia Lusitânica (Hill, 1988), embora esta seja de carácter essencialmente calco-margoso, formada em ambiente lagunar restrito, e sem registo de incursões siliciclásticas no sistema.

Esta sequência termina em inconformidade com a Formação Torres Vedras, sobrejacente a esta. Esta descontinuidade, que não chega a constituir uma lacuna estratigráfica ou evento erosivo, corresponderá ao início da última fase de *rifting* no sector ibérico (Wilson *et al.*, 1996; Whitmarsh & Wallace, 2001; Reston, 2005). Os depósitos de plataforma pouco profunda descritos neste trabalho como pertencentes à Formação Linguado estão separados por uma descontinuidade das sobrejacentes margas de bacia profunda (Murillas *et al.*, 1990), marcando uma fase de movimentação de blocos e subsidência intensa (Rey *et al.*, 2006).

6.2.9 Berriasiano Superior – Aptiano Superior, Sequência I

Este ciclo corresponde ao início do Cretácico Inferior na Bacia do Porto, onde predominam as fácies fluvio-deltaicas de ambientes aluviais progradantes no eixo da bacia, com menor sedimentação marinha. A esta sequência deu-se o nome de “Formação Torres Vedras”.

Em geral, os poços da Bacia do Porto registam litotipos que indiciam um regime de sedimentação essencialmente siliciclástico, que se inicia com depósitos fluviais a deltaicos, ocasionalmente com intercalações de ambiente lagunar (margas e argilitos), à semelhança do que foi identificado no *offshore* da Figueira da Foz (Alves *et al.*, 2002), e que poderá ser correlacionável na Bacia Lusitânica com a Formação Alcobaça.

Em geral, nos poços da Bacia do Porto, a sequência pode iniciar-se com deposição de carbonatos e margas, que indicia condições ambientais restritas de plataforma até ao Hauteriviano, representando o final da sedimentação calco-margosa que se iniciou na Formação Linguado, subjacente a esta. A ocorrência destas litologias de carácter margoso é diferenciada de poço para poço, e por isso se pode deduzir que esta teria sido depositada

na dependência da sua localização paleogeográfica, dada a sua distribuição regional irregular.

Durante a deposição no Hauteriviano existe ainda algumas dúvidas acerca de uma possível inconformidade, que marcaria o final da sedimentação calco-margosa e o início das incursões fluvio-deltaicas no sistema deposicional.

No Barremiano, a passagem de depósitos calcários para siliciclásticos (Poço X ou Fig. Y) poderá marcar à, ocorre uma regressão forçada que gera a emersão da bacia, e que deverá ter sido causada pelo levantamento tectónico que se deu a nível regional, dado o início da exumação mantélica no sector ibérico, à semelhança do que se pode encontrar na Bacia Lusitânica (Whitmarsh *et al.*, 1996; *in* Dinis *et al.*, 2008). Esta inconformidade de carácter regional é a representação geológica do último pulso extensional que ocorre na área de estudo, e que está representada igualmente na margem conjugada da Terra Nova (Bacia Jeanne d’Arc).

As diferenças de espessura observadas na Formação Torres Vedras podem explicar-se por subsidência diferencial dos blocos. A taxa de subsidência será maior do Berriasiano Superior até ao Barremiano inferior do que o ciclo Barremiano Superior – Aptiano Superior, onde se observará a deslocação do locus de *rifting*, até ao momento de rutura continental no Aptiano – Albiano. Este último ciclo é correlacionável com lacunas observadas nas plataformas tétianas (Rey *et al.*, 2003), e em especial na Bacia Jeanne d’Arc com uma fase de intensa subsidência e extensão (Driscoll *et al.*, 1995).

6.2.10 Albiano Inferior – Cenomaniano Superior / Turoniano, Sequência J, K

Esta sequência é considerada como uma das mais importantes a nível geodinâmico no estudo evolutivo das margens passivas atlânticas, nomeadamente abordando a transição dos pacotes sedimentares sin-rifte para pós-rifte. Esta sequência marca a separação litosférica entre a Ibéria e Terra Nova e é marcada por uma superfície regional de inconformidade, à qual genericamente se tem designado por *breakup unconformity*, e renomeada recentemente por *lithospheric breakup unconformity* (Soares *et al.*, 2012). Esta foi estudada por vários autores (Wilson, 1975; Boillot *et al.*, 1980; Pinheiro *et al.*, 1996; Manatschal & Bernoulli, 1998; Afilhado *et al.*, 2008; Alves *et al.*, 2009) e mais detalhadamente utilizando os poços executados na Bacia do Porto por Soares *et al.* (2012, 2014) tendo dado origem a uma tese de doutoramento por Soares (2014).

Nesta zona ocorre um primeiro estágio de *rifting* e separação da crosta continental, seguido da exumação mantélica, extensão e rompimento litosférico com acreção da crosta oceânica. O evento de rompimento litosférico tem grande influência na arquitectura de sistemas deposicionais nas margens passivas. Segundo Soares *et al.* (2012), a rotura litosférica gera um levantamento crustal por flexura, gerando uma regressão forçada que é visível nos poços da Bacia do Porto, gerando uma superfície de inconformidade bacinal, que será a base da sequência de *breakup* (*breakup sequence*).

Esta sequência de *breakup* foi dividida em quatro unidades, sendo as três primeiras correspondentes ao topo da Formação Torres Vedras, e podendo ser correlacionáveis com

a Formação de Almargem Superior na Bacia Lusitânica (Rey *et al.*, 2006). A quarta unidade coincidirá com um pico transgressivo com deposição carbonatada, que gera a Formação Cacém, correspondendo assim ao último estágio da sequência de *breakup* (Soares *et al.*, 2012). No final do Cenomaniano (Formação Cacém), dá-se um ligeiro levantamento na margem proximal, provavelmente devido a um pequeno ressalto flexural, que expõe a Formação Cacém provocando erosão e carsificação generalizada, à semelhança do que ocorre em alguns locais da Bacia Lusitânica (Pena dos Reis *et al.*, 1997).

6.2.11 Turoniano – Maastrichtiano, Sequência L

Durante todo o Cretácico terminal ocorre subsidência térmica na margem, com exumação mantélica e oceanização dos fundos marinhos a oeste da margem galega. A esta fase deu-se o nome de «Pós-Rifte II», correspondendo à fase de *drift* continental.

Durante o Turoniano torna de novo a figurar a sedimentação essencialmente siliciclástica sobre a superfície erosiva cenomaniana, originando a denominada «Formação Gândara». Esta forma-se em ambiente fluvio-deltaico e pode ser correlacionável aos depósitos siliciclásticos «Grés Grosseiros Superiores» da Bacia Lusitânica, embora na Bacia do Porto apenas dure até Santoniano. No Santoniano a Campaniano Inferior a sedimentação é essencialmente carbonatada, calciclástica, dando nome à «Formação Carapau».

Do Campaniano até ao final do Cretácico a sedimentação é de novo siliciclástica, com a «Formação Dourada». A deposição de areias e argilas pode ser correlacionável na Bacia Lusitânica com a «Formação Taveiro», interpretada como depósitos fluviais a depósitos de planície costeira e ambientes marinhos siliciclásticos na parte distal (Cunha & Pena dos Reis, 1995). Próximo do final do Maastrichtiano dá-se o primeiro episódio compressivo Pré-Pirenaico, aquando do choque entre a Ibéria e África, que resulta no levantamento tectónico da margem e a formação de um hiato deposicional a nível regional.

6.2.12 Paleocénico – Eocénico, Sequência M

Esta fase corresponde à primeira grande fase de inversão tectónica, a qual se insere na denominada Orogenia Pirenaica. Este episódio é responsável pelo levantamento tectónico na MOI, com reactivação de falhas normais, e levantamento dos montes submarinos (Porto e Vigo).

Durante esta fase existem condições para a sedimentação em ambiente de plataforma de carbonatos calciclásticos, aos quais se designou de «Formação Espadarte». Este é o último registo litológico descrito na coluna litostratigráfica da Bacia do Porto, tratando-se do único apontamento terciário até à actualidade. Esta lacuna estratigráfica foi assumida inicialmente por Witt (1977), correspondendo a um hiato deposicional e/ou não recuperação nos poços executados na Bacia do Porto. Desta forma, pode-se interpretar

esta ausência dado o forte impacto que a inversão tectónica teve na área de estudo, sendo contudo possível que exista algum (pouco) registo Neogénico na Bacia do Porto.

6.2.13 Oligocénico – Neogénico, Sequência N

Esta última fase do Cenozóico foi amplamente estudada por vários autores, tendo Alves *et al.* (2002) proposto cenários paleogeográficos para a evolução do Cenozóico na MOI.

Embora não haja registo desta sequência nos poços da Bacia do Porto, existe a franca possibilidade de haver deposição na actual zona pós-talude continental, correspondente à margem proximal externa.

Durante o Oligocénico a compressão torna-se bastante acentuada, correspondendo à fase Castelhana, limitando a sedimentação na plataforma continental e origina subsidência contínua na margem proximal externa, em ambiente provável de leque aluvial (Cunha & Pena dos Reis, 1992). Já segundo Alves *et al.* (2002) nesta fase a subsidência é controlada pelas falhas NNW-SSE e ENE-WSW, levando à deposição de turbiditos, *debris flow* e *slumps*.

De seguida ocorre a fase Neo-Castelhana (Burdigaliano), que resulta no crescimento de diapiros e na reactivação inversa de falhas normais. Após este evento compressivo, já no Chattiano Superior ao Tortoniano dá-se nova subsidência na margem do Porto, apenas interrompida pelo levantamento tectónico dos montes submarinos durante o Burdigaliano. Aqui a sedimentação provém dos montes submarinos levantados, depositando-se na planície abissal (Alves *et al.* 2002).

6.3 Síntese da Sequência Litostratigráfica da Bacia do Porto

A figura seguinte apresenta um diagrama sintético com as sequências litostratigráficas atravessadas em cada um dos poços da Bacia do Porto. As letras apresentadas na escala vertical são referentes a cada uma das sequências descritas anteriormente neste capítulo.

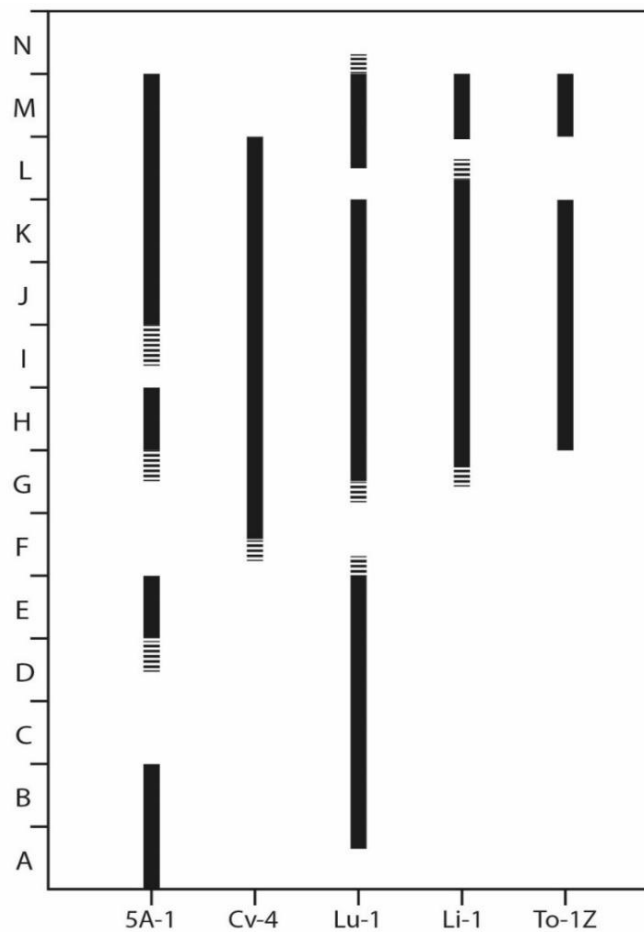


Figura 6.5 – Representação sintética das seqüências atravessadas por cada poço. O tracejado indica as incertezas em relação às seqüências atravessadas. Os poços encontram-se dispostos segundo a ordem cronológica de realização

De acordo com as litologias intersectadas neste estudo, a caracterização a partir da análise de relatórios de poço, e a identificação nas linhas sísmicas dos pacotes sismo-estratigráficos que caracterizam as unidades, construiu-se uma coluna litostratigráfica sintética, que se apresenta de seguida na Figura 6.6. Esta apresenta a seqüência de unidades litostratigráficas, separadas pelas discontinuidades identificadas em poço ou em linhas sísmicas, e ainda a tracejado as prováveis discontinuidades existentes.

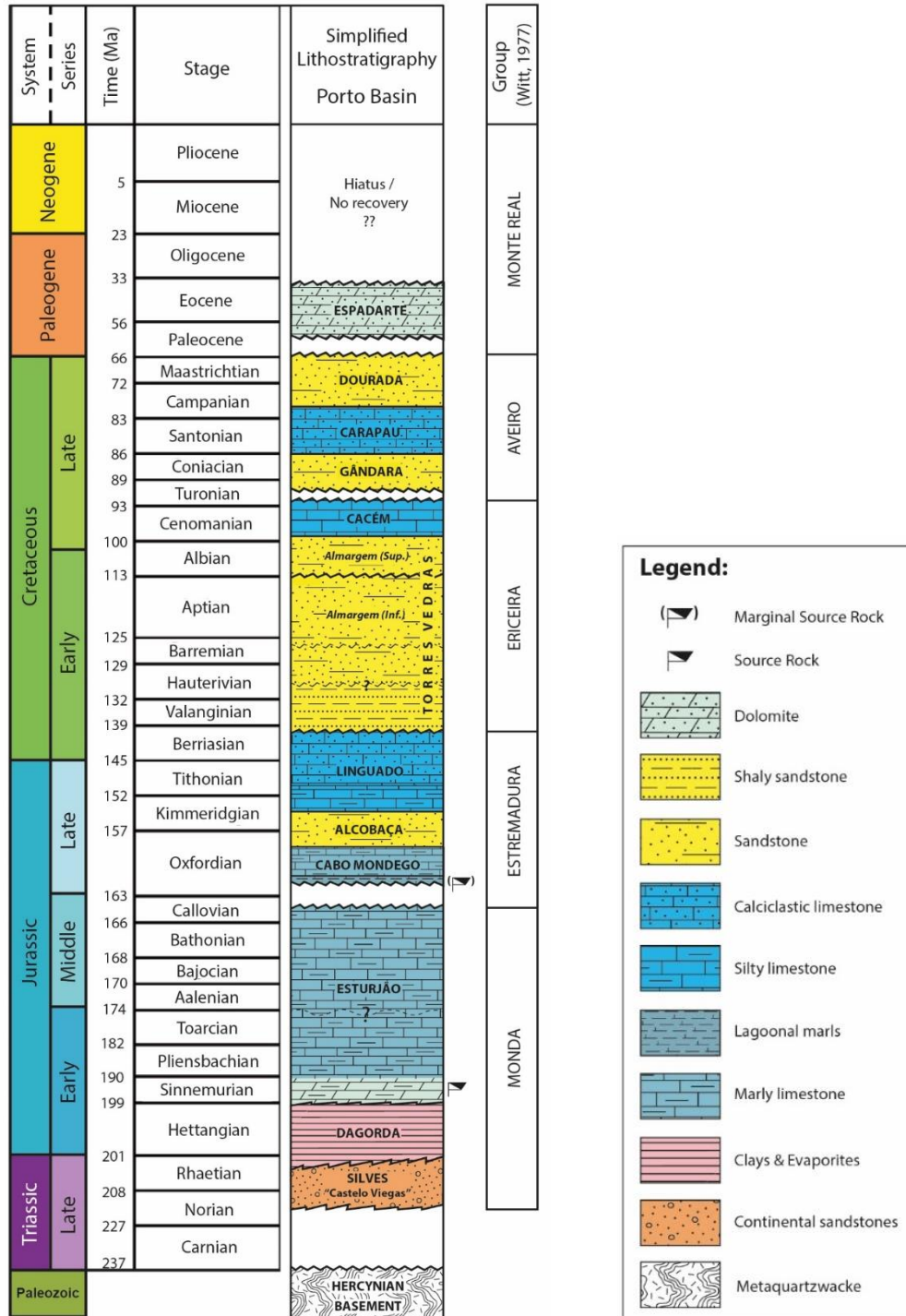


Figura 6.6 – Coluna litostratigráfica sintética da Bacia do Porto, idealizada a partir dos trabalhos de Witt (1977), Moita *et al.* (1996), Cunha (2008) e Soares (2014)

CAPÍTULO VII

Análise Tectono-Estratigráfica

*“Come to the book as you would come to an unexplored land. Come without a map.
Explore it and draw your own map.”*

Stephen King

7.1 Introdução

Ao longo deste capítulo apresentam-se os principais resultados da análise e interpretação de linhas sísmicas e poços na área de estudo.

A partir desta análise obteve-se mapas de isopacas (espessuras) de cada unidade identificada nos perfis sísmicos, criou-se mapas de isopacas dos pacotes tectono-estratigráficos sin- e pós-rifte, interpretaram-se ainda as principais estruturas geológicas que definem as geometrias deposicionais, nomeadamente a Falha Porto-Tomar, tecendo-se ainda algumas considerações dos estilos tectónicos prováveis que controlaram a sedimentação na margem.

Nesta zona de transição (talude continental) ocorrem algumas estruturas geomorfológicas sob a forma de vales submarinos, cortando o talude segundo uma orientação geral ENE-WSW, alguns destes constituindo os canhões submarinos de Aveiro (a sul da área de estudo), e do Porto. Este último prolonga-se para a planície abissal ibérica, e estruturalmente divide a área de estudo nos sectores Norte e Sul. A Figura 7.1 mostra o enquadramento geológico que se conhece da zona de estudo, as idades das rochas aflorantes e as principais falhas que intersectam o fundo do mar. Estas informações cartográficas revelaram-se bastante úteis para resolver algumas incertezas quanto à interpretação sísmica, tanto a nível das idades das unidades sismo-estratigráficas identificadas, como a ocorrência de falhas que atingem a superfície do fundo do mar.

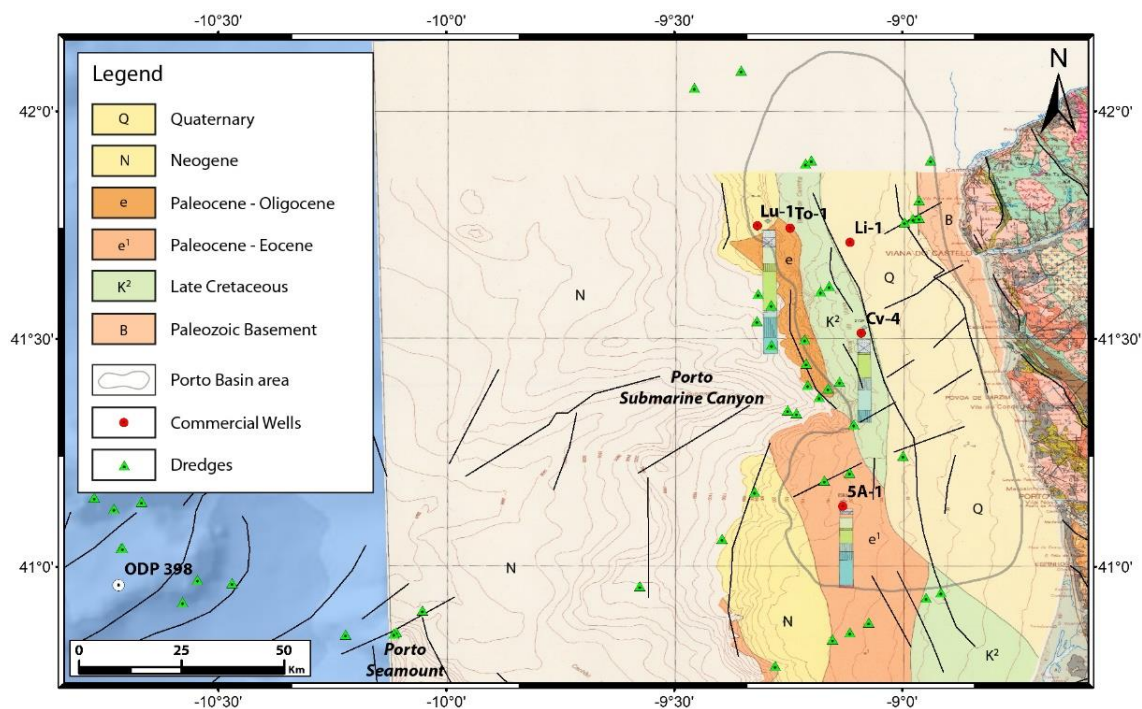


Figura 7.1 – Enquadramento geológico da plataforma continental setentrional portuguesa (adaptado da Folha Norte da Carta Geológica de Portugal 1:500.000)

Na planície abissal ibérica as profundidades de coluna de água variam aproximadamente entre o 1 km e os 4 km. Aqui, pontualmente ocorrem altos de soco

Hercínico, configurando uma barreira descontínua, orientada aproximadamente N-S, que divide a margem proximal externa da margem distal. Estes altos estruturais consistem em altos de soco Paleozóico (continuação do Horst das Berlengas), e em blocos rodados durante a extensão mesozóica, tendo sido reactivados durante a inversão tectónica no Cenozóico (Boillot *et al.*, 1989).

Estruturalmente, a bacia é alongada segundo a direcção NNW-SSE, reflectindo a direcção preferencial das estruturas que acomodaram a distensão mesozóica (Ribeiro *et al.*, 1996). É bordeada a Este pela falha Porto-Tomar, a Oeste pelo sistema de falhas do talude continental (*slope fault system*), a Norte julga-se que haja uma transição para a Bacia Interior da Galiza, e a Sul diminui progressivamente de espessura para um alto estrutural, terminando contra a falha de Aveiro.

O enchimento sedimentar da Bacia do Porto está intimamente ligada à actividade da falha Porto-Tomar, que consiste num segmento reactivado da sutura entre as zonas Centro-Ibérica e de Ossa Morena (Kullberg, 1999). Esta estrutura, que constitui a falha de bordadura da bacia, é subvertical, pelo que não terá acomodado extensão. Contudo, à medida que se entra no domínio bacinal, é possível ver um conjunto de falhas normais com a mesma orientação geral da falha Porto-Tomar que configuram um sistema de estruturas em *horst* e *graben*, falhas lítricas herdadas do soco e flexuras marginais nas zonas de *rift shoulder*.

7.2 Interpretação Sísmica

A interpretação das linhas sísmicas de reflexão do sector *offshore* noroeste português revelou um conjunto de elementos estruturais e sedimentares separadas por inconformidades. De forma a relacionar os diferentes pacotes sedimentares identificados com a fase tectono-sedimentar em que se depositaram, separaram-se as unidades sismo-estratigráficas com base nos critérios sumarizados anteriormente na metodologia de estudo.

Nas linhas sísmicas analisadas foram identificados cerca de nove horizontes sísmicos, que definem o topo e a base das principais unidades sismo-estratigráficas consideradas neste trabalho. Na definição destas unidades teve por vezes de se agrupar formações cujo carácter litológico é bastante distinto, mas que na prática não apresentam variações quanto às fácies sísmicas (ex: Formação de Dagorda e Formação de Silves).

Tabela 7.1 – Quadro com os horizontes sísmicos interpretados, a formação correspondente, e o carácter de terminações que guiou a sua interpretação (LBS – *lithospheric breakup surface*, *sensu* Soares *et al.*, 2012)

Horizontes Sísmicos	Formação	Carácter de terminações
FM	Fundo do Mar	Truncatura ou Toplap
U6_KTerminal	Base Terciário	Toplap, Truncatura

Horizontes Sísmicos	Formação	Carácter de terminações
U5_Cacem	Topo Fm Cacém	Truncatura, <i>Toplap</i>
U4b_TV	Topo Fm Torres Vedras	<i>Downlap</i>
U4a_Breakup	Base da discordância LBS	<i>Onlap, Downlap</i>
U3_Linguado	Topo Fm Linguado + Fm Alcobaça + Fm Cabo Mondego	<i>Downlap</i>
U2_Esturjao	Topo Fm Esturjão	Truncatura, <i>Toplap</i>
U1_Dagorda	Topo Fm Dagorda + Fm Silves	<i>Toplap, Onlap</i>
Basement	Basement	Truncatura, <i>Downlap</i>

Definiram-se então, a partir destes critérios, as unidades sismo-estratigráficas que se apresentam na Tabela 7.2.

Tabela 7.2 – Quadro onde se apresentam as unidades sismo-estratigráficas definidas neste trabalho (LBS – *lithospheric breakup surface, sensu Soares et al., 2012*)

Unidade Sismo-Estratigráfica	Formações Litostratigráficas
U7	Fm Espadarte (Terciário indiferenciado)
U6	Fm Gândara, Fm Carapau, Fm Dourada
U5	Fm Cacém
U4b	Fm Torres Vedras (pós-LBS)
U4a	Fm Torres Vedras (ante-LBS)
U3	Fm Cabo Mondego, Fm Alcobaça e Fm Linguado
U2	Fm Esturjão
U1	Fm Dagorda e Fm Silves
Basement	Paleozóico indiferenciado

As unidades sismo-estratigráficas identificadas foram então correlacionadas com as sequências litostratigráficas definidas a partir da análise dos poços existentes, de forma a atribuir as idades correspondentes. Esta relação está resumida na tabela abaixo.

Tabela 7.3 – Quadro que apresenta as unidades sismo-estratigráficas identificadas, as sequências litostratigráficas correspondentes, as idades prováveis que as constituem e o padrão de reflexões internas

Unidades Sismo-Estratigráficas	Sequências Litostratigráficas	Idades (Ma)	Carácter das Reflexões Internas
U8a (b?) – apenas em <i>deep offshore</i>	N	Miocénico – Pliocénico (?)	Paralelo; <i>downlaps</i> (progradações) caóticas no talude continental
U7	M	Paleocénico – Eocénico (?)	
U6	L	Turoniano – Maastrichtiano	Sub-paralelo; <i>downlaps</i> (progradações) no talude continental
U5	K	Cenomaniano – Turoniano (?)	Paralelo
U4b	J	Albiano	Sub-paralelo; <i>downlaps</i> (progradações) frequentes
U4a	I	Berriasiano (?) – Aptiano Superior	Sub-paralelo; caótico no talude continental; <i>downlaps</i> (progradações) frequentes
U3	F, G, H	Oxfordiano – Berriasiano	Sub-paralelo; Frequentes cunhas de crescimento contra falhas; <i>downlaps</i> (progradações) frequentes
U2	C, D, E	Sinemuriano – Caloviano	Sub-paralelo; divergente nos locais de maior espessura
U1	A, B	Noriano (?) – Raetiano; Hetangiano	Caótico/transparente a sub-paralelo

O horizonte sísmico que define a base da sequência de *breakup* continental (*lithospheric breakup surface*) foi o primeiro elemento a ser identificado, por ser um claro reflector que, para além de ser facilmente identificável, está bastante bem caracterizado e mapeado nesta área de estudo (Soares, 2014). Um destes exemplos está presente no perfil da Figura 7.2.

Esta superfície, está associada a um evento geodinâmico relevante no entendimento da evolução da bacia a nível regional, e constituiu desta forma um importante ponto de partida para o estabelecimento dos restantes horizontes sísmicos.

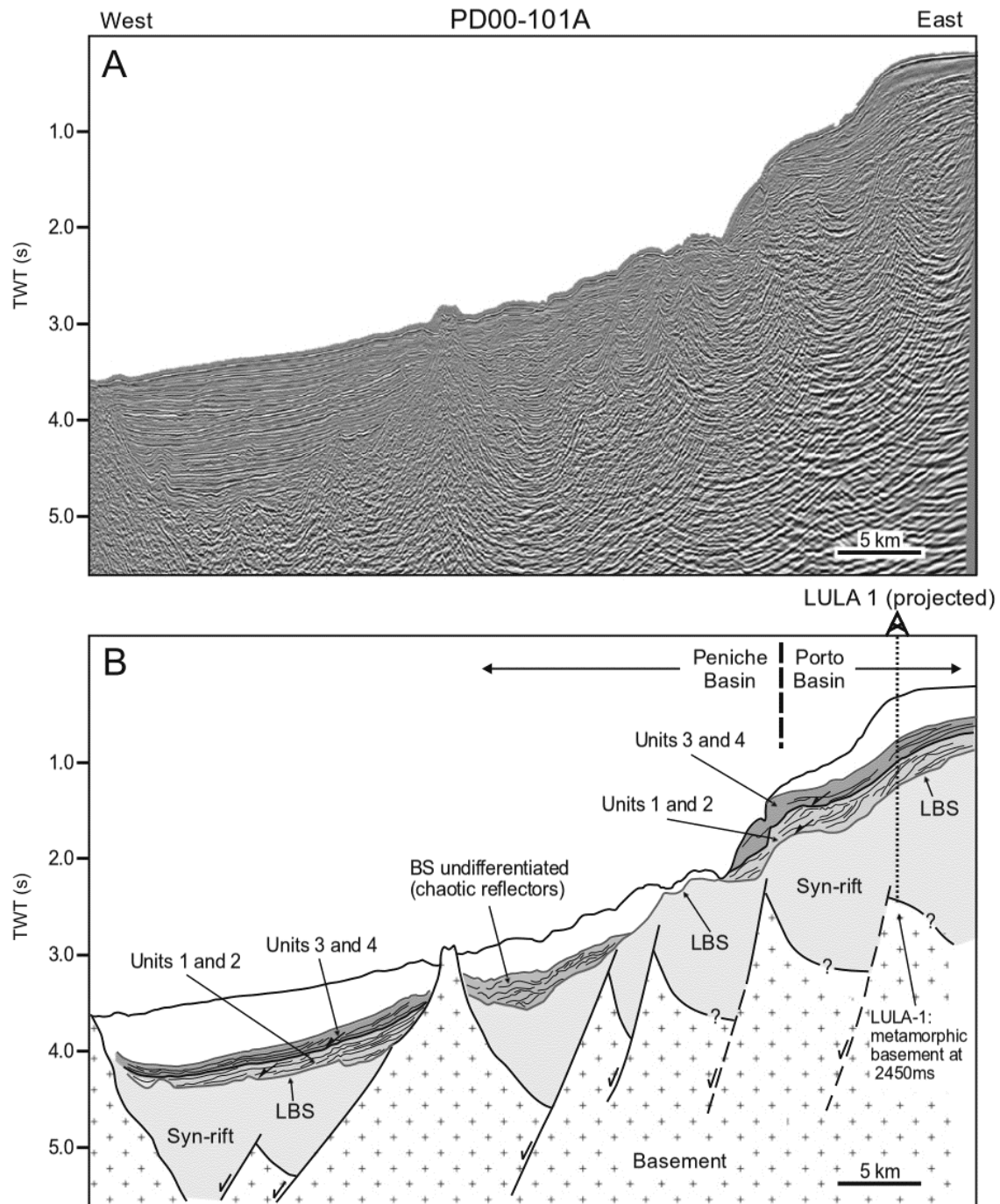


Figura 7.2 – Perfil sísmico (A) e interpretação (B), atravessando a Bacia do Porto (margem proximal interna), até à margem proximal externa («Bacia de Peniche» *sensu* Soares *et al.*, 2012). É possível assinalar a presença de um espesso pacote sin-rifte, que termina contra a LBS, a sequência progradante de *breakup* continental, e o pacote de cobertura pós-rifte (retirado de Soares *et al.*, 2012)

Ao longo da interpretação dos perfis sísmicos houve algumas dúvidas quanto à definição dos horizontes sísmicos, que constituem os limites das unidades referidas anteriormente. Existiu, efectivamente, algumas dúvidas de interpretação principalmente devido a difracções anómalas na zona de talude continental, que por vezes influenciaram a interpretação do tipo de ligação da margem proximal interna (plataforma continental) para a margem proximal externa (Figura 7.3).

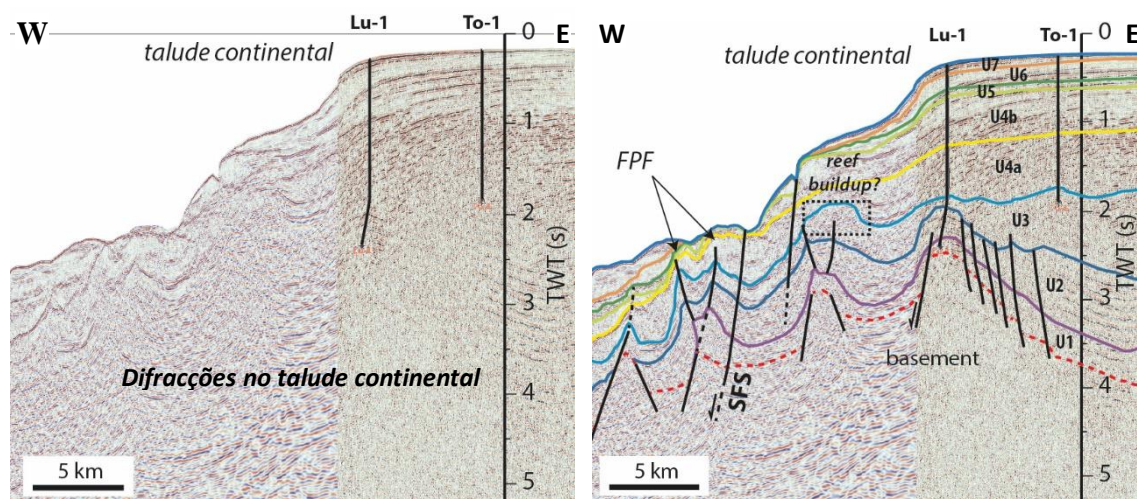


Figura 7.3 – Excerto da linha sísmica composta **Line 1** (localização na Fig. 7.4), que intersecta os poços Lula-1 e Touro-1. Observam-se anomalias de amplitude, que aumentam a incerteza quanto à interpretação sísmica (FPF – *Fault Propagation Folds*, SFS – *Slope Fault System*; U1 – Fm Silves & Fm Dagorda; U2 – Fm Esturjão; U3 – Fm Cabo Mondego, Fm Alcobaça, Fm Linguado; U4a – Fm Torres Vedras (pré-breakup); U4b – Fm Torres Vedras (pós-breakup); U5 – Fm Cacém; U6 – Fm Gândara, Fm Carapau, Fm Dourada; U7 – Fm Espadarte)

Estas anomalias encontram-se frequentemente na zona de talude continental, onde foram caracterizadas falhas normais de grande rejeito, importantes na segmentação da margem. Algumas anomalias foram identificadas nas imediações do poço Lula-1, junto da quebra da plataforma continental, onde a interpretação sísmica é difícil. Algo que pode explicar estas diferenças de amplitude de sinal será a presença de gás, que foi detectado ao longo deste poço.

De seguida, apresentam-se algumas linhas sísmicas interpretadas (Figura 7.4), escolhidas por serem representativas das estruturas e pacotes sismo-estratigráficos presentes na área de estudo.

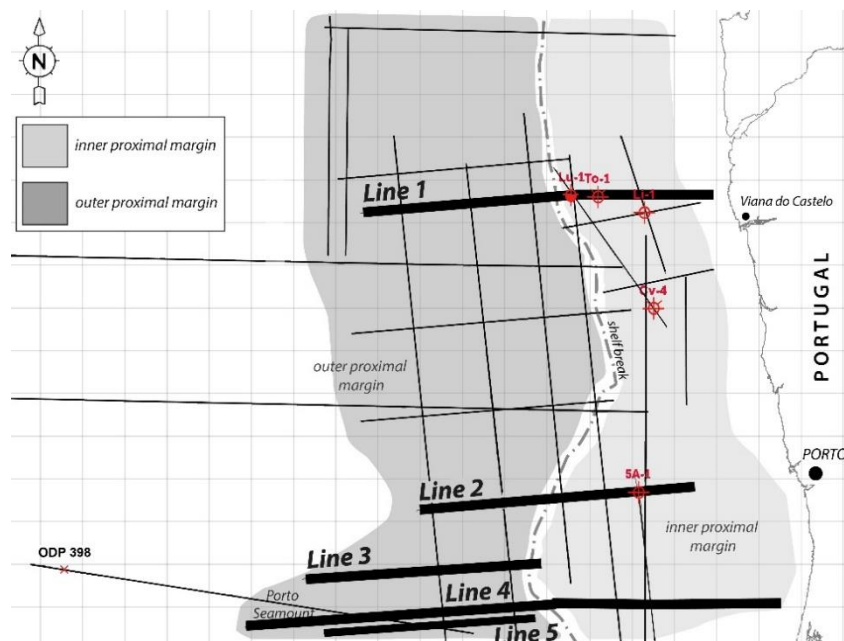


Figura 7.4 – Mapa de localização dos perfis sísmicos interpretados **Line 1** (Fig. 7.5), **Line 2** (Fig. 7.8), **Line 3** (Fig. 7.9), **Line 4** (Fig. 7.10) e **Line 5** (Fig. 7.11).

A representação final dos horizontes foi auxiliada através da análise dos poucos perfis publicados (ex: Murillas *et al.*, 1990; Alves *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2012) e dos relatórios de poço consultados, e que se mostraram nalguns casos vitais para resolver algumas dúvidas de interpretação.

O facto de a maior parte das linhas sísmicas não terem boa resolução em profundidade dificultou bastante a marcação dos horizontes sísmicos mais profundos, e em especial o horizonte que define o topo do soco Hercínico.

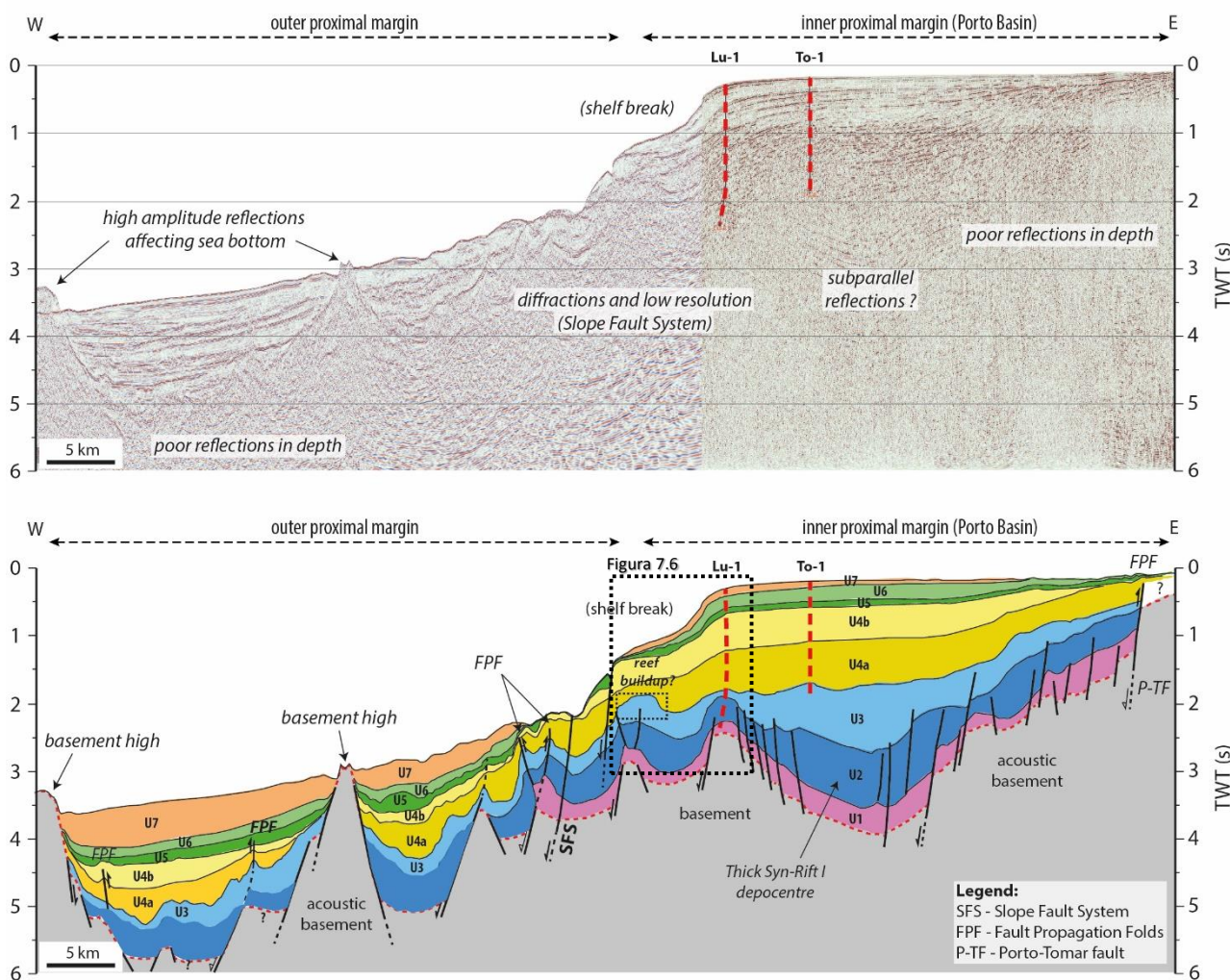


Figura 7.5 – Linha sísmica composta (**Line 1**) que mostra a disposição das unidades sismo-estratigráficas e a segmentação da margem no Sector Norte da área de estudo (U1 – Fm Silves & Fm Dagorda; U2 – Fm Esturjão; U3 – Fm Cabo Mondego, Fm Alcobaça, Fm Linguado; U4a – Fm Torres Vedras (pré-breakup); U4b – Fm Torres Vedras (pós-breakup); U5 – Fm Cacém; U6 – Fm Gândara, Fm Carapau, Fm Dourada; U7 – Fm Espadarte)

Esta linha composta localiza-se no Sector Norte da zona de estudo. No perfil em cima observa-se a razoável a má resolução sísmica no perfil a Este, e a boa resolução no perfil a Oeste.

Assinala-se o que deverá ser o depocentro da Bacia do Porto, na plataforma continental, que atinge os 4s TWT. Este inclui um espesso pacote de sin-rifte I e pós-rifte I, correspondendo às formações do Triásico Superior até ao Caloviano. Nota-se ainda a maior espessura do pacote sin-rifte II, correspondendo às formações do Jurássico Superior, depositadas no período de maior subsidência tectónica.

Nesta linha sísmica observa-se o aumento de espessura da unidade sismo-estratigráfica U2 (Jurássico Inferior a Médio) no depocentro da Bacia do Porto e noutros locais pontuais, com reflexões sub-paralelas e divergentes. Este carácter de reflexão interna sugere a deposição desta unidade essencialmente carbonatada em regime de subsidência térmica (*sag basin*), o que pode ser corroborado pela análise das curvas de subsidência de Cunha (2008) que apontam este momento para um período de acalmia tectónica.

Constata-se ainda que a unidade U1 tem menor expressão na margem proximal externa, confirmando-se que a deposição desta unidade neste sector terá sido bastante limitada pelos altos estruturais a Oeste. Contudo, observa-se algum diapirismo, principalmente na zona do talude continental, onde predominam um conjunto de falhas normais, e ainda no topo dos *horsts*. Pode-se supor que este movimento de halocinese terá sido multifásico, num primeiro momento durante a deposição da unidade U2 (movimentação ligeira), mas sobretudo no período de maior subsidência tectónica no Jurássico Superior e Cretácico Inferior. A última movimentação dos evaporitos hetangianos terá sido durante a inversão tectónica no Cenozóico, e que culminou no estabelecimento da morfologia actual da margem.

Observa-se ainda alguns elementos peculiares, como a possível existência de um *buildup* recifal (*reef buildup*) pertencente à Formação Linguado (no topo da U3 – Jurássico Superior), que dará a indicação que esta zona estaria muito provavelmente levantada em relação ao depocentro da bacia, de modo a haver condições de ambiente deposicional com baixa coluna de água, de forma a criar uma extensa plataforma carbonatada interna. Este tipo de estruturas carbonatadas (Figura 7.6) foram identificadas em alguns perfis sísmicos, sempre na zona actual de quebra da plataforma continental e segundo uma direcção NNW-SSE. Este tipo de edificações foram um importante alvo de exploração em alguns dos poços realizados na área (ex: Touro-1).

Esta identificação na sísmica obedeceu a alguns critérios, como o reconhecimento de uma topografia antecedente positiva, um aumento de espessura significativo, a terminação de reflexões laterais em *onlap* contra a estrutura, o isolamento da estrutura em relação ao envolvente, e a própria disposição inclinada do substrato (*in Burgess et al.*, 2013).

O reconhecimento deste tipo de estruturas nem sempre se revelou fácil, dada a fraca resolução das linhas sísmicas nesta zona de talude continental, pelo que se terá de ter alguma ponderação nesta análise, seguindo os critérios enunciados anteriormente.

Este tipo de estruturas carbonatadas têm um especial interesse exploratório como rochas reservatório dado os elevados valores de porosidade e permeabilidade típicos destas formações, isto se não demonstrem efeitos diagenéticos negativos de colmatção dos espaços intersticiais.

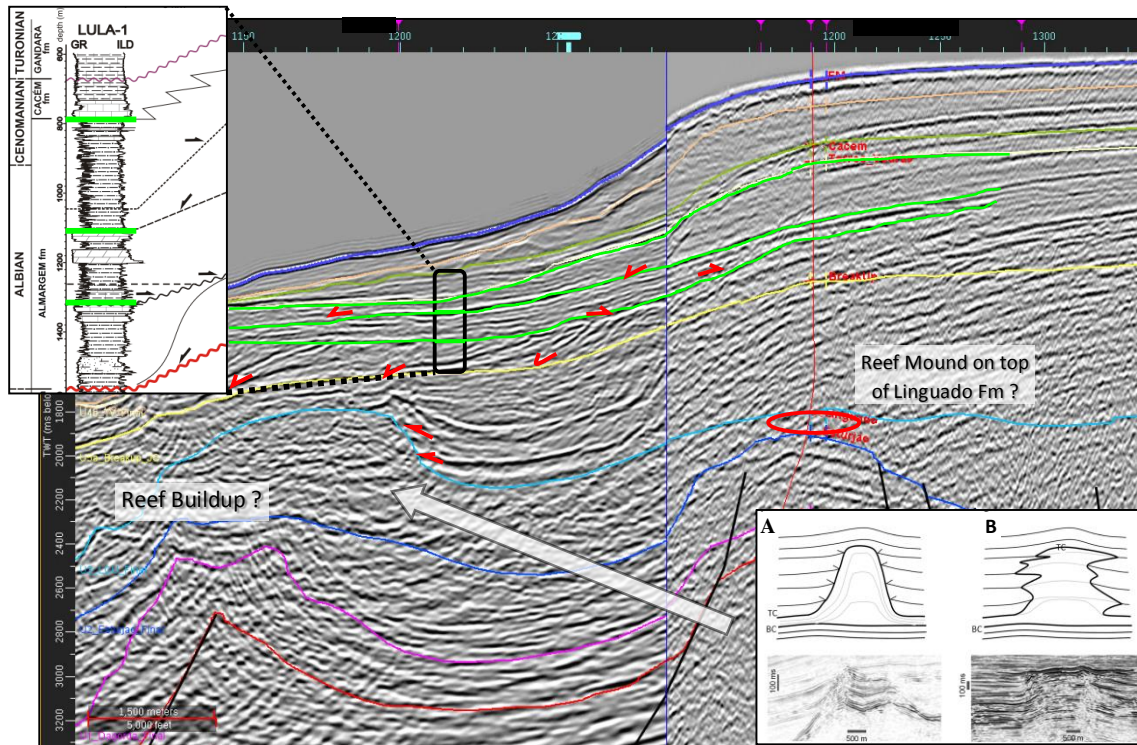


Figura 7.6 – Tipos de estruturas *reef buildup* pertencentes à Formação Linguado identificadas no excerto da linha sísmica **Line 1**, no Sector Norte da área de estudo. A e B são exemplos de *buildup*'s isolados (retirado de Burgess *et al.*, 2013). Em A o envoltório terá sido depositado após a criação da estrutura, enquanto em B a estrutura é contemporânea à deposição lateral (imagem do canto superior esquerdo adaptada de Soares *et al.*, 2012)

A sequência genérica pós-rifte, depositada a partir da superfície de *breakup* (unidade U4b), não evidencia aqui grandes variações de espessura, estando disposta na plataforma continental em homoclinal, ligeiramente inclinada de Este para Oeste. É de notar igualmente a escassa espessura de Terciário na zona de plataforma, e o aumento desta na margem proximal externa.

É ainda facilmente observável um alto de soco na margem proximal externa, que corresponderá a um conjunto de relevos marginais do tipo *horst*, que limitam a sedimentação na margem ocidental ibérica. Este alinhamento aproximadamente N-S é bastante conhecido e interpretado como um alto estrutural hercínico (Ribeiro *et al.*, 1979; Kullberg, 2000), que ocorre ao longo da margem ocidental, e que constitui ainda o limite entre a Bacia Lusitânica (Este) da Bacia de Peniche (Oeste). Este alinhamento é fortemente afectado por falhas conjugadas ENE-WSW, que por vezes constituem verdadeiras falhas de desligamento (transferência), como é o caso das falhas do Tejo, Nazaré, Aveiro, e Porto (que dará origem ao actual canhão submarino do Porto), e que assim contribuem para a segmentação da margem.

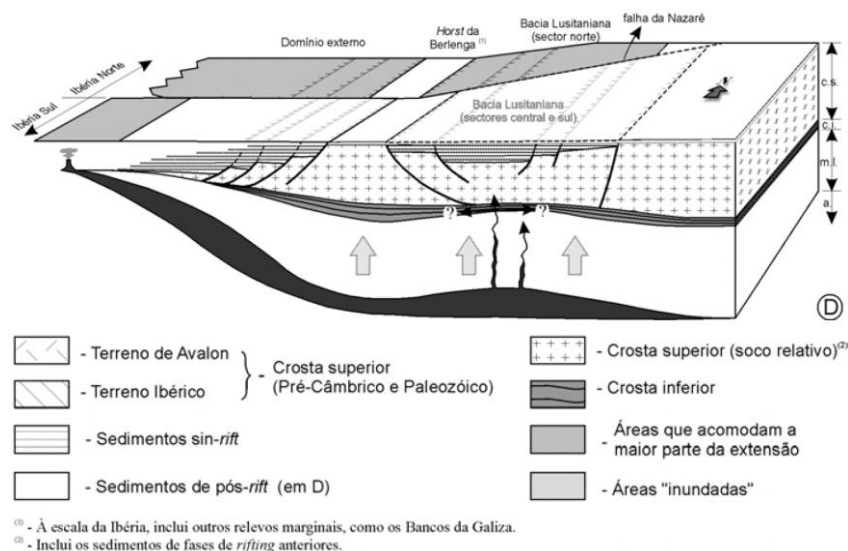


Figura 7.7 – Representação da segmentação do *Horst* da Berlenga no último episódio de rifte ante-*breakup* continental, que se prolonga para a área de estudo do presente trabalho, e a influência das falhas conjugadas (ex: falha da Nazaré) na divisão dos domínios proximal interno e externo (retirado de Kullberg *et al.*, 2006)

De seguida apresenta-se um perfil sísmico E-W, no Sector Sul da área de estudo.

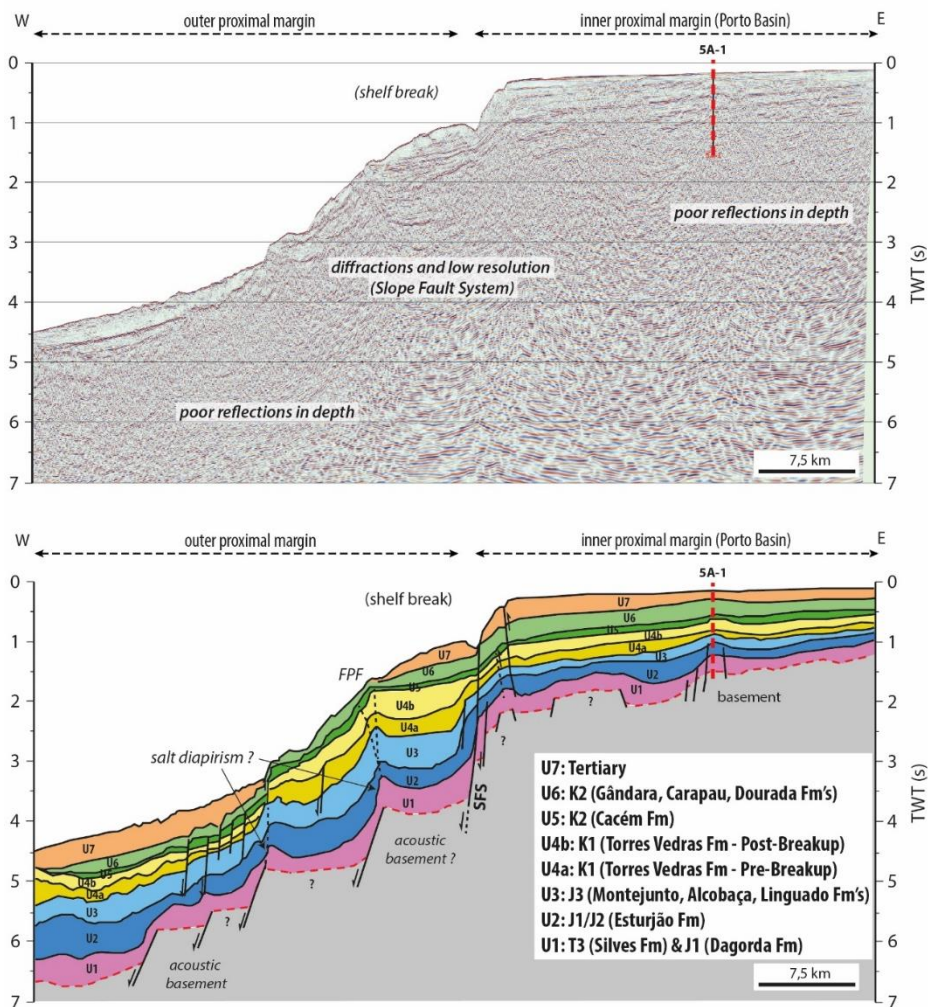


Figura 7.8 – Perfil sísmico interpretado (*Line 2*) do Sector Sul da Bacia do Porto, a Oeste do poço 5A-1, onde se evidencia o Sistema de Falhas de Vertente (SFS – Slope Fault System)

Nesta linha sísmica observa-se a disposição do soco pouco estruturado na margem proximal interna, e a afectação deste na zona do talude continental, motivado pelo colapso extensional da margem no final da fase de compressão Bética. Esta justificou a criação de falhas normais, que afectam o fundo do mar, e/ou a propagação das falhas existentes e herdadas do soco Hercínico. Aqui ocorre algum diapirismo, embora a unidade U1 esteja igualmente distribuída ao longo desta secção. Este terá ocorrido sobretudo ao longo do Jurássico Superior, com um último pulso halocinético durante as fases de compressão no Cenozóico (em especial durante a fase da orogenia Pirenaica).

O soco Hercínico foi intersectado apenas no poço 5A-1, aqui caracterizado por xistos e metaquartzitos de baixo grau metamórfico. Este poço foi o único a intersectar todas as unidades sismo-estratigráficas incluindo o topo do soco, e por isso revelou ser de elevada importância na definição dos horizontes sísmicos.

O seguinte perfil sísmico é representativo da maior actividade halocinética no sector Sudoeste de estudo, para além de mostrar algumas evidências de tectónica extensional semelhantes aos perfis próximos a este.

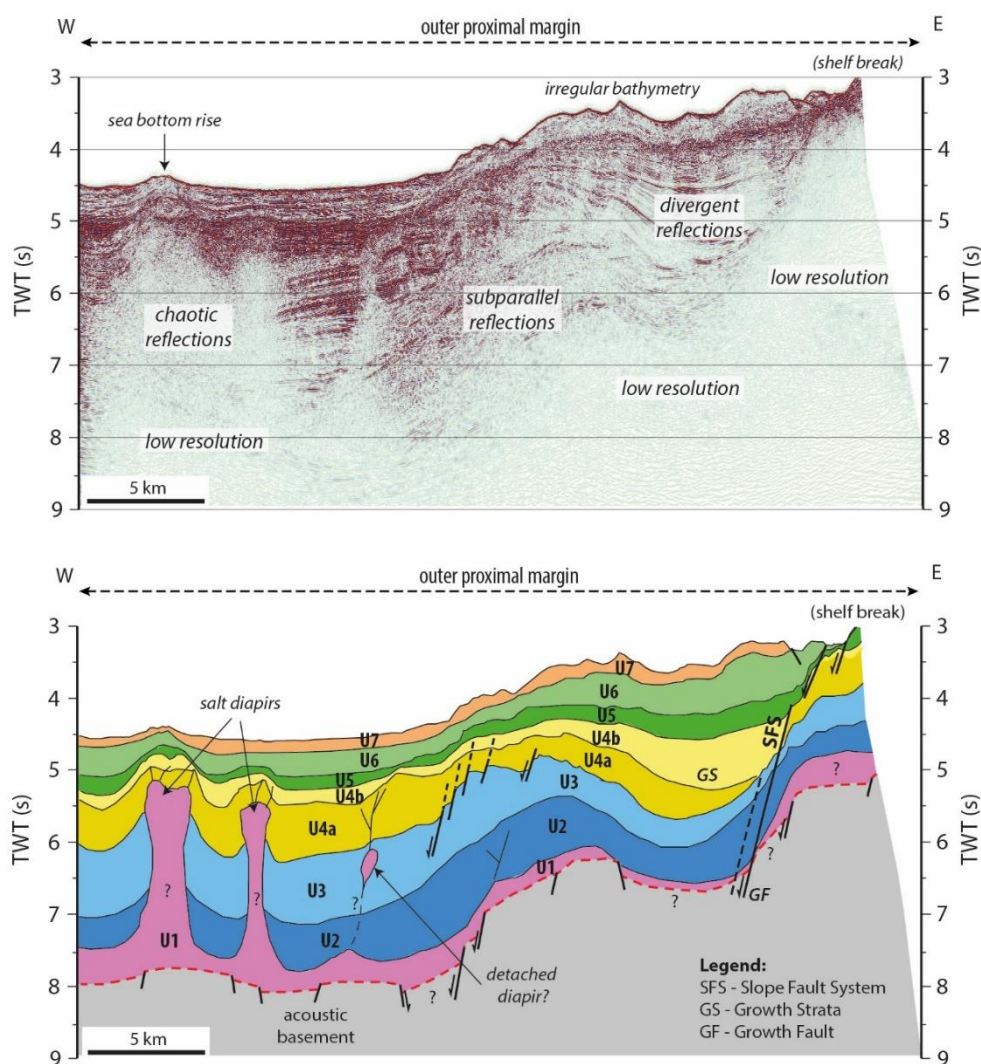


Figura 7.9 – Perfil sísmico interpretado (*Line 3*) do Sector Sudoeste da Bacia do Porto (U1 – Fm Silves & Fm Dagorda; U2 – Fm Esturjão; U3 – Fm Cabo Mondego, Fm Alcobaça, Fm Linguado; U4a – Fm Torres Vedras (pré-breakup); U4b – Fm Torres Vedras (pós-breakup); U5 – Fm Cacém; U6 – Fm Gândara, Fm Carapau, Fm Dourada; U7 – Fm Espadarte)

Neste perfil sísmico são evidentes as falhas que constituem o Sistema de Falhas de Vertente, a existência de espessas cunhas de crescimento sedimentar contra estas falhas, em especial nos estratos sin-rifte II-a e II-b (Jurássico Superior e Cretácico Inferior), bem como a compartimentalização de blocos (nos pacotes U3 e U4a), e a provável presença de diapiros salíferos pronunciados, que chegam a atravessar a sequencia sedimentar até ao Cretácico Inferior. A deformação do actual fundo do mar sugere que o diapirismo terá-se dado até recentemente, estando certamente associada às fases de compressão cenozóicas.

O perfil sísmico seguinte apresenta uma linha sísmica conjugada, mostrando uma secção compreendida entre a margem proximal interna e externa, de onde se destaca uma proeminente elevação do fundo do mar, designada como «Monte Submarino do Porto (a 2200 m de profundidade), e a superfície irregular do fundo do mar na zona de talude continental.

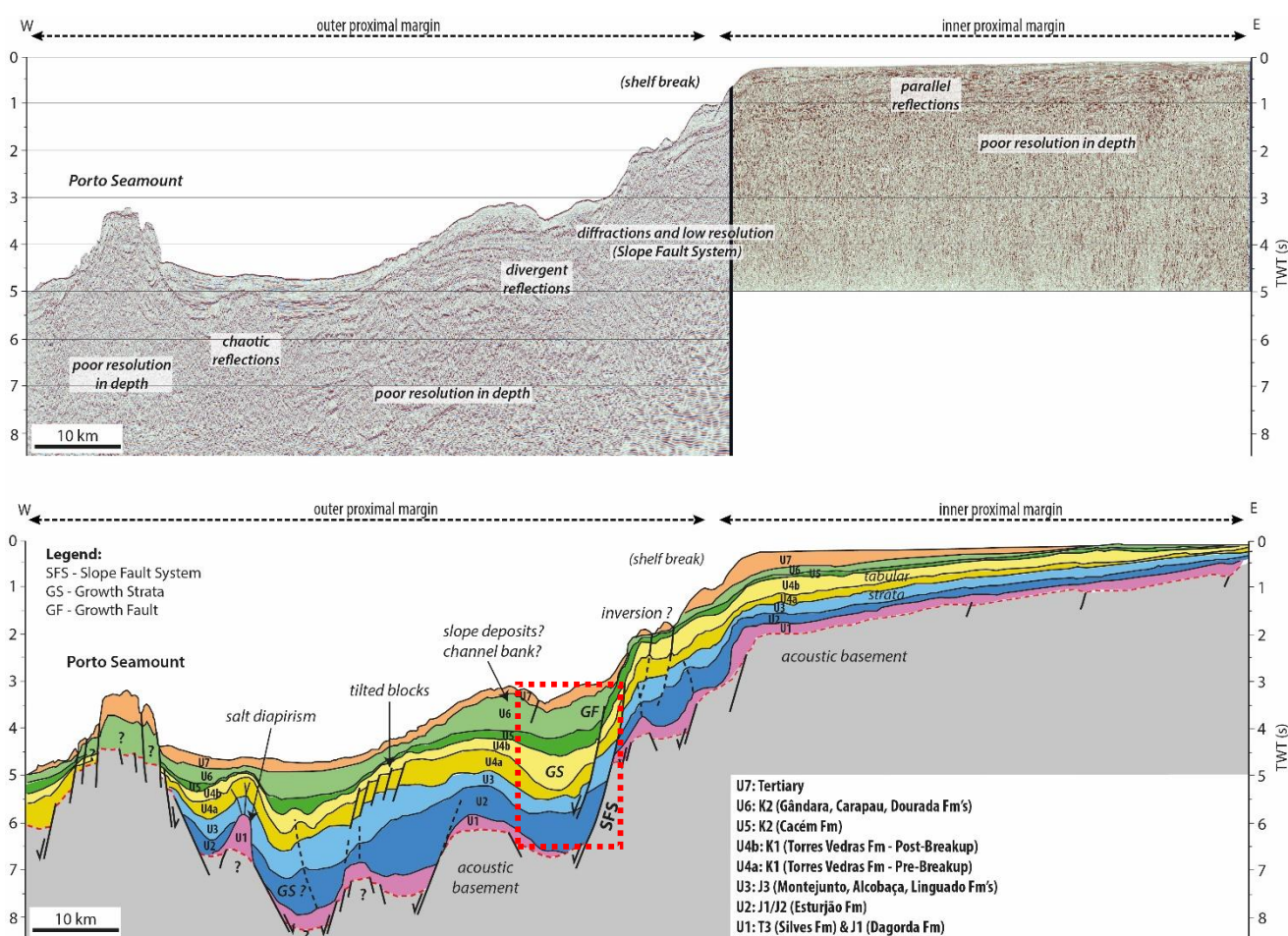


Figura 7.10 – Interpretação de um perfil sísmico (**Line 4**), onde se denota o proeminente Monte Submarino do Porto, e elementos tectono-sedimentares peculiares, como cunhas de crescimento sedimentar contra falhas, blocos rodados, diapirismo e ainda algumas evidências de inversão tectónica

Nesta secção observa-se que os estratos da plataforma continental estão subparalelos e tabulares, ligeiramente inclinados para Oeste. Observa-se que a unidade U1 está representada na margem proximal externa, até às imediações do Monte Submarino do Porto, denotando algum diapirismo. Este terá ocorrido tardiamente, embora haja uma possível evidência de um pulso inicial durante a deposição da unidade U2, como se mostra pela possível cunha de crescimento sedimentar junto do diapiro a Oeste, e pontualmente noutros locais ao longo deste perfil. A ligeira remoção de sal devido ao aumento de pressão litostática nesta zona deverá deste modo ser síncrona da deposição desta mesma unidade U2.

Aqui é de assinalar ainda a ocorrência de espessas cunhas de crescimento sedimentar contra falhas normais, que controlaram esta sedimentação ao criar espaço de acomodação. Estas cunhas são de idade cretácica, sobretudo associadas à Formação Torres Vedras (U4a,b), e estão directamente relacionadas com a maior actividade tectónica nesta fase de rifte. Existem variações de espessura associadas a estas falhas (que constituem o sistema de falhas de talude continental, afectando até o fundo do mar) nas unidades do Cretácico Superior, pelo que se pode considerar que estas tiveram movimentação sin-deposicional, controlando fortemente a sedimentação no bloco suspenso. Estas cunhas de crescimento constituem espessos pacotes sin-rifte, podendo potencialmente conter importantes elementos de sistemas petrolíferos. A influência destas falhas na separação entre o bloco de apoio e o suspenso num lado (E), e ainda a remoção de sal nesta última fase de rifte no lado oposto (W), faz aumentar a componente extensional, gerando desequilíbrios geomecânicos nestes estratos. Isto cria falhas normais, perpendiculares a este movimento extensional E-W, responsáveis pela compartimentação destes estratos em blocos rodados (assinalado na Figura 7.9). O não prolongamento destas falhas nas unidades sobrejacentes sugere que este movimento extensional não terá continuado para lá do Cretácico Inferior.

Existem várias evidências de inversão tectónica, a começar pela morfologia do fundo do mar, que parece estar em alguns locais emolada, à semelhança dos estratos inferiores, parecendo ter por vezes um crescimento diapírico na base destes estratos que pode promover a deformação durante as fases de inversão Cenozóica. Segundo Alves *et al.* (2003, 2006) terá havido sedimentação terciária no actual Monte Submarino do Porto, apesar de este local ter sido um alto estrutural ao longo da evolução mesozóica da margem. O facto de ter sido mapeados estratos terciários no topo desta proeminente estrutura geomorfológica sugere que esta estrutura terá sido soerguida provavelmente na última fase de compressão cenozóica (fase Bética).

O seguinte perfil que se apresenta na Figura 7.11 denotam-se alguns traços semelhantes ao perfil sísmico *Line 4*, como a existência da unidade essencialmente evaporítica U1 que, conjugada com a movimentação das falhas normais, origina espessas cunhas de crescimento sin-rifte, juntamente com blocos rodados nas sequências do Jurássico Superior (U3).

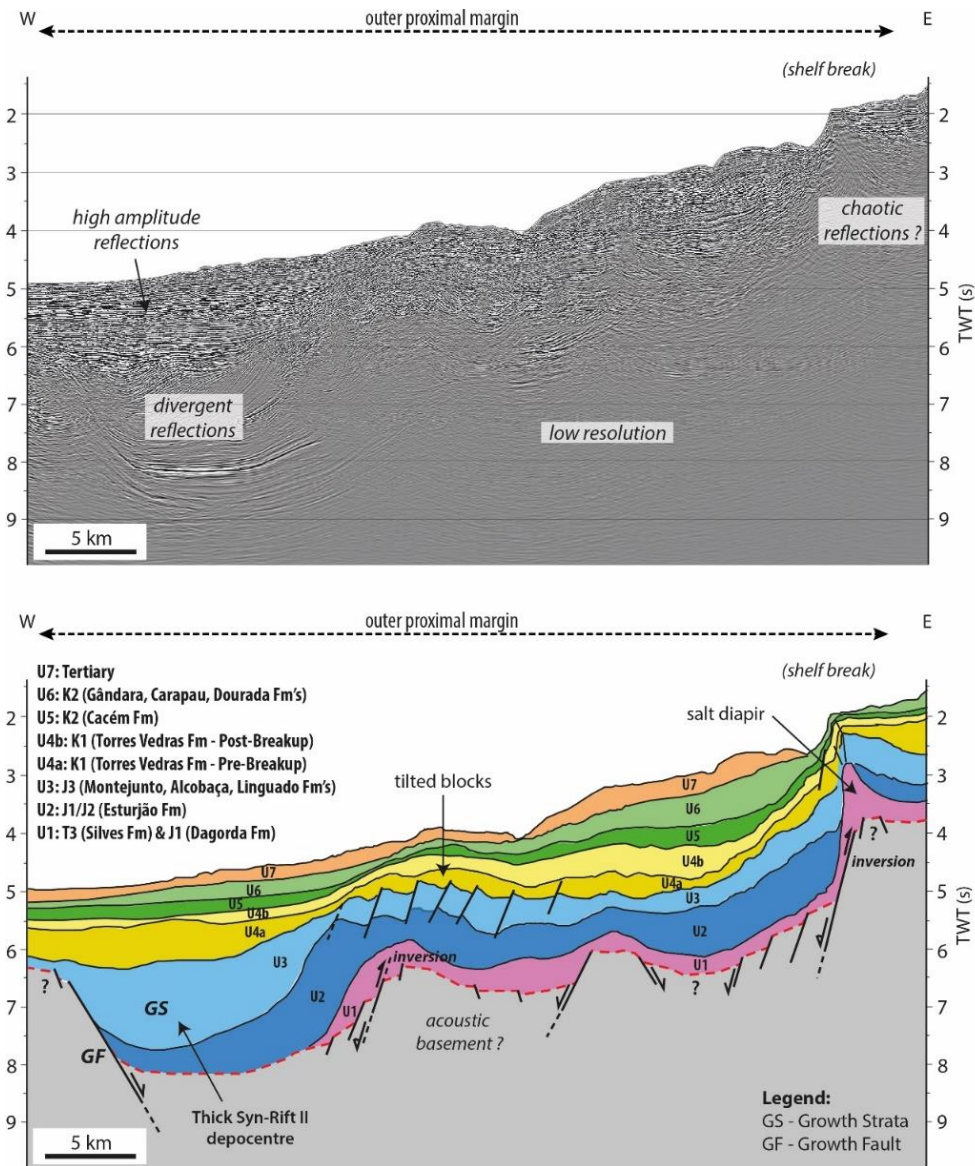


Figura 7.11 – Interpretação de um perfil sísmico adquirido a Oeste do Porto (**Line 5**), onde se observam espessos pacotes sin-ripte e elementos peculiares tectono-estratigráficos, como cunhas de crescimento e diapíros

Na secção Oeste da figura interpretada é possível conceptualizar um modelo em que a falha normal (marcada como *Growth Fault*) terá tido movimentação ao longo do Jurássico Inferior e Médio (unidade U2), mas em especial durante o Jurássico Superior (unidade U3). Esta movimentação gera um importante espaço de acomodação, criando assim o espesso pacote sin-ripte II, que para Este diminui consideravelmente de espessura. Aqui, há evidências de movimentação da unidade evaporítica U1 que, à semelhança do que ocorre no perfil *Line 4*, terá sido responsável pela criação de blocos rodados e compartimentados.

É ainda de notar que neste perfil não se observa uma cobertura terciária espessa, o que pode significar que neste local a inversão tectónica nesta fase não promoveu a deposição desta unidade, mas sim a deformação frágil e/ou dúctil dos estratos, com inversão de falhas normais, como se observa nas falhas de talude continental, a Este do perfil.

7.3 Megassequências Sin-Rifte e Pós-Rifte

Ao longo da correspondência de cada unidade sismo-estratigráfica com a sequência litostratigráfica definida inicialmente e a respectiva idade, houve a necessidade de contextualizar as unidades identificadas com os pacotes sin- e pós-rifte, de forma entender as principais fases de *rifting* até ao estabelecimento da margem passiva, e ainda o impacto da inversão tectónica cenozóica nas sequências. Esta relação está sumarizada no quadro abaixo.

Tabela 7.4 – Quadro que apresenta a relação entre as unidades sismo-estratigráficas identificadas, as formações e sequências litostratigráficas que as constituem, e as fases de rifte correspondentes. A existência das unidades 8a e 8b é limitada espacialmente, podendo ser mais espessas na margem proximal externa (LBS – *lithospheric breakup surface*, *sensu* Soares *et al.*, 2012)

Unidades	Formações	Sequências Litostratigráficas	Idades (Ma)	Fases de Rifte (Genéricas)	Fases de Rifte
U8a (b?)	(Terciário indiferenciado)	N	Pliocénico (?)	Pós-Rifte	Inversão Tectónica
			Miocénico		
U7	Fm Espadarte	M	Eocénico (?)		
			Paleocénico		
U6	Fm Dourada	L	Maastrichtiano		Pós-Rifte II (Fase de <i>Drift</i>)
			Campaniano		
	Fm Carapau		Campaniano		
			Santoniano		
	Fm Gândara		Coniaciano		
			Turoniano		
U5	Fm Cacém	K	Turoniano (?)		
			Cenomaniano		
U4b	Fm Torres Vedras (Pós-LBS)	J	Albiano		
U4a	Fm Torres Vedras (Pré-LBS)	I	Aptiano	Sin-Rifte	Sin-Rifte II-b
			Barremiano		
			Hauteriviano		
			Valanginiano		
			Berriasiano (?)		
U3	Fm Linguado	H	Berriasiano		Sin-Rifte II-a
			Titoniano		
			Kimmeridgiano		
	Fm Alcobaça	G	Kimmeridgiano		
			Oxfordiano		

Unidades	Formações	Sequências Litostratigráficas	Idades (Ma)	Fases de Rife (Genéricas)	Fases de Rife
	Fm Cabo Mondego	F	Oxfordiano		
U2	Fm Esturjão	C, D, E	Caloviano		Pós-Rife I
			Batoniano		
			Bajociano		
			Aaleniano		
			Toarciano		
			Pliensbaquiano		
			Sinemuriano		
U1	Fm de Dagorda	B	Hetangiano		Sin-Rife I
	Fm de Silves	A	Raetiano		
			Noriano (?)		

A identificação das unidades sismo-estratigráficas sin-rife e pós-rife definidas neste trabalho através da interpretação sísmica correlacionam-se com os principais eventos geodinâmicos, nomeadamente na transição entre a fase de estiramento crustal para o estabelecimento de uma margem passiva.

Os mapas de espessuras destas megasequências (Figuras 7.12 e 7.13) mostram os locais onde houve maior deposição na fase genérica de sin-rife (inclui a fase de sin-rife

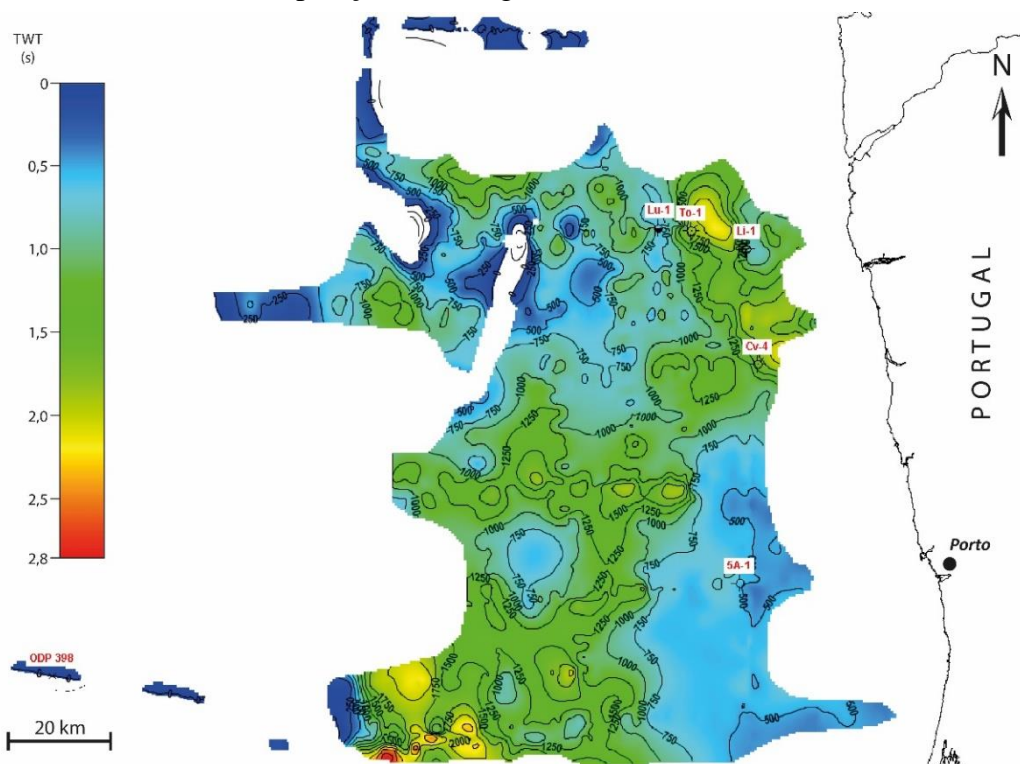


Figura 7.12 – Mapas de espessuras (TWT) do pacote sismo-estratigráfico sin-rife (Triásico Superior até ao Aptiano-Albiano) produzido a partir da interpretação das linhas sísmicas que cobrem a área de estudo. Os valores das linhas de contorno correspondem a ms (TWT)

I, pós-rifte I, sin-rifte II-a e sin-rifte II-b), e ainda as espessuras na fase de pós-rifte (inclui a fase de pós-rifte II e inversão tectónica).

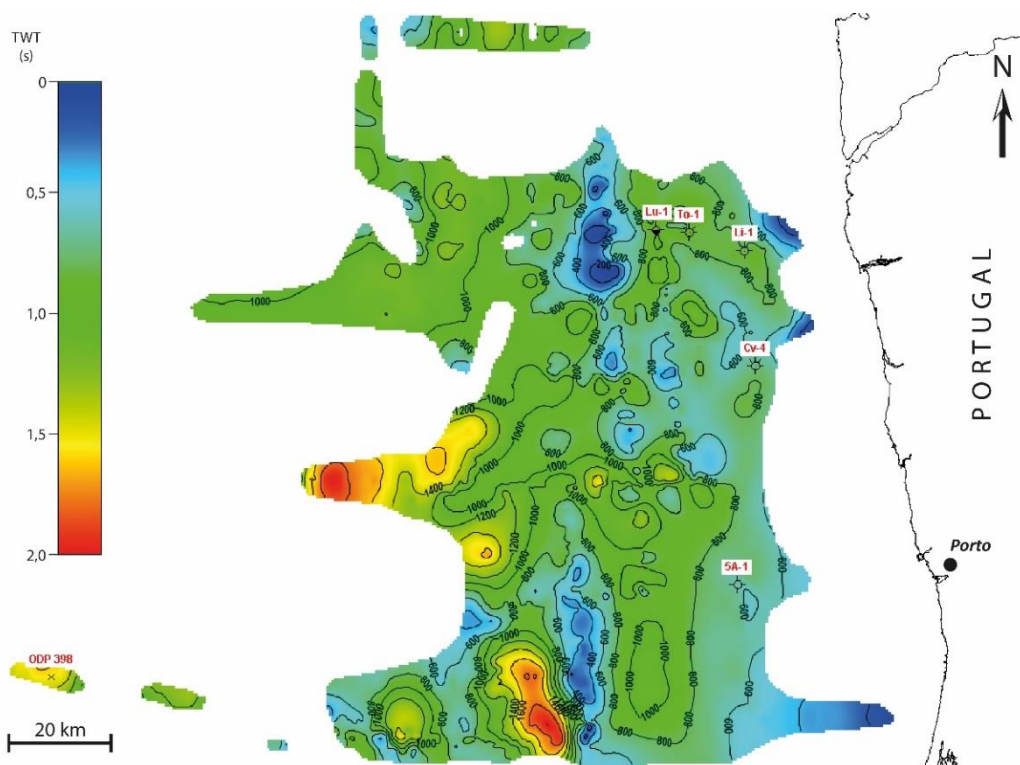


Figura 7.13 – Mapas de espessuras (TWT) do pacote sismo-estratigráfico pós-rifte (Aptiano-Albiano até ao final do Terciário) produzido a partir da interpretação das linhas sísmicas que cobrem a área de estudo. Os valores das linhas de contorno correspondem a *ms* (TWT)

O mapa de espessuras sin-rifte mostra a existência de três zonas distintas (na Bacia do Porto *s.s.*, na zona de transição entre o Sector Norte e Sul da área de estudo, e a Sudoeste da área) onde houve maior acumulação de sedimentos (2,0 a 2,8 s TWT) até ao momento de *breakup* continental no Aptiano-Albiano.

O mapa de espessuras pós-rifte mostra-se algo diferente do mapa de espessuras sin-rifte. Aqui, parece existir uma mudança do locus deposicional, promovendo maiores acumulações (2,0 s TWT) a Oeste da Bacia do Porto, na zona mais distal. Existe uma certa orientação preferencial destas acumulações, aproximadamente N-S (ex: zona do actual sopé de talude continental) e ENE-WSW (na zona de transição entre os Sectores Norte e Sul da área de estudo).

7.4 Controlo Tectónico das sequências sin-rifte

Após a interpretação dos horizontes sísmicos, criaram-se superfícies de topo de cada unidade sismo-estratigráfica. Daqui resultaram mapas de isopacas (espessuras em TWT), que foram essenciais para entender as variações de espessura a nível regional ao longo do tempo, bem como aferir a espessura total actual da área designada, desde o fundo do mar até ao soco (Figura 7.14).

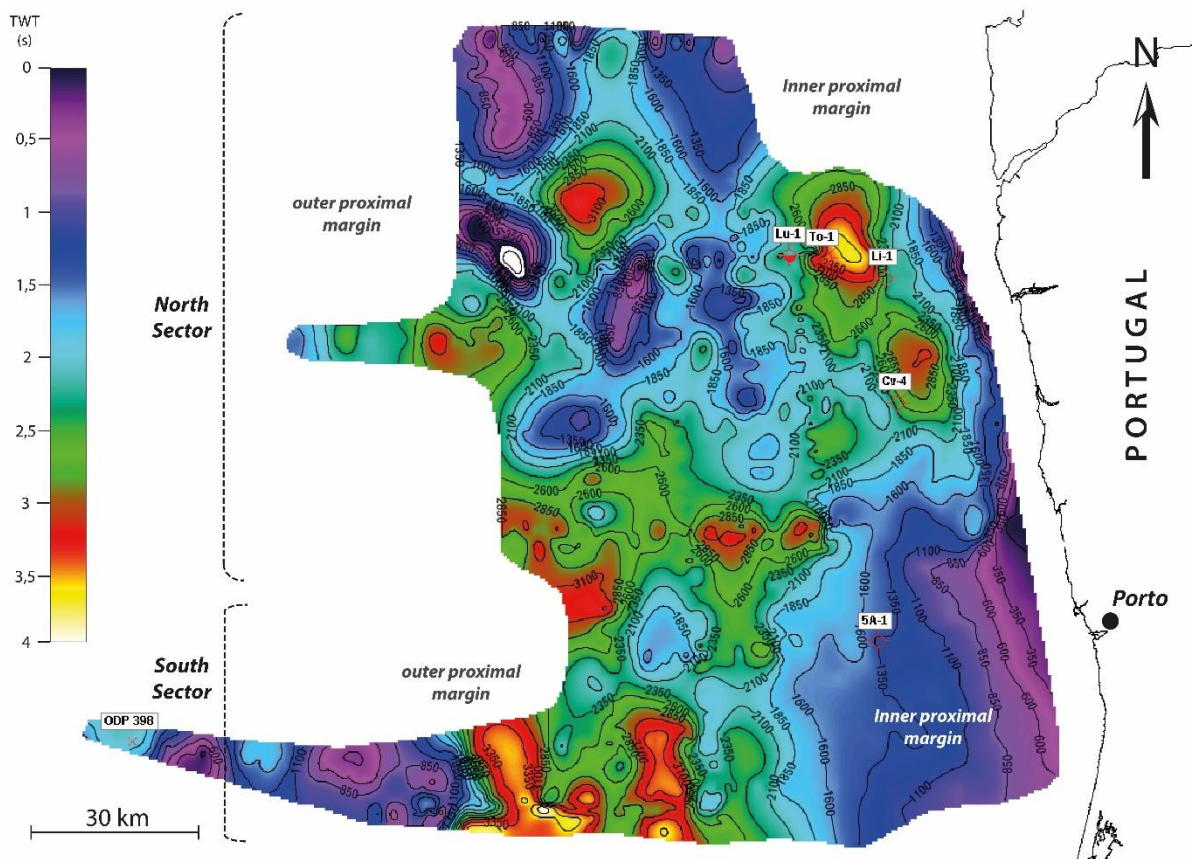


Figura 7.14 – Mapa de espessura total Meso-Cenozóica (TWT) da área de estudo. É de assinalar três sub-bacias, localizadas no sector NE (Bacia do Porto), a meio da área de estudo, e no sector Sul

Para além do mapa de isopacas total, mapearam-se as principais falhas identificáveis nas linhas sísmicas, interligando as estruturas que revelaram ter alguma continuidade nas linhas sísmicas. Esta interpretação foi comparada com as principais falhas geológicas mapeadas na Carta Geológica de Portugal 1:500.000 (ver Figura 7.1), havendo na sua maioria alguma coincidência na localização das principais estruturas existentes ao longo da sequência Meso-Cenozóica, e que influenciam a morfologia actual da área de estudo.

Esta interpretação resultou na idealização das principais estruturas presentes neste sector, que terão assim controlado fortemente os sistemas deposicionais ao longo da evolução da margem, sobretudo na fase de sin-rifte (Figura 7.15).

Os principais alinhamentos estruturais encontram-se segundo a direcção Hercínica NNW-SSE, a sua direcção conjugada ENE-WSW, e ainda a direcção NE-SW. A conjugação destas falhas é responsável pela segmentação da margem, com elevado contributo nos tipos e espessuras de depósitos.

Esta rede de fracturas exhibe a herança estrutural Hercínica que controlou a evolução deste sector noroeste *offshore* português no Mesozóico. À excepção do Sector Sudoeste, onde existem evidências de remoção de sal e forte diapirismo, a sedimentação durante os períodos de maior subsidência tectónica (Triásico Superior, Jurássico Superior – Cretácico Inferior) na Bacia do Porto pode ser relacionada com as fases de evolução

tectono-estratigráfica segundo Leeder & Gawthorpe (2000), descritas anteriormente no Capítulo V.

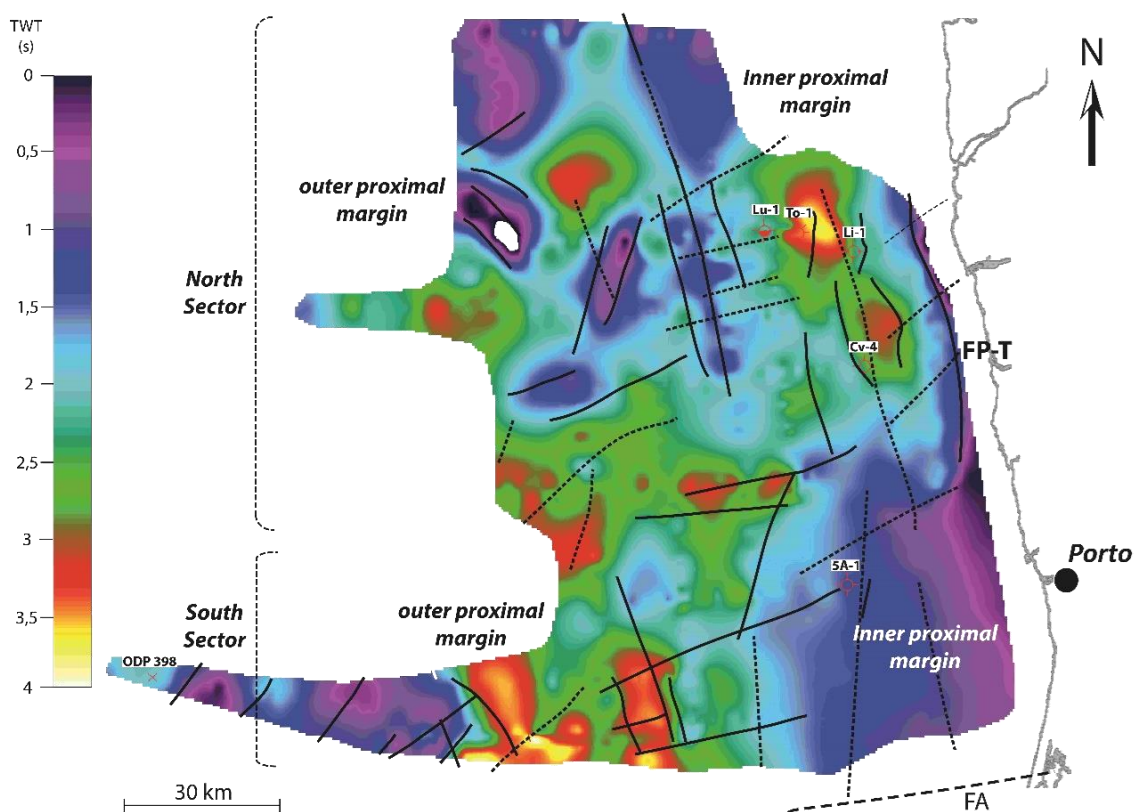


Figura 7.15 – Mapa de espessura total de sedimentos meso-cenozóicos, com representação dos principais alinhamentos de falhas que afectam as sequências do Triásico Superior ao Cretácico Inferior, e que por vezes afectam o fundo do mar. A tracejado estão indicadas as falhas prováveis (FP-T – Falha Porto-Tomar; FA – Falha de Aveiro)

Tendo em conta os fundamentos teóricos dos autores referidos anteriormente, constata-se na Bacia do Porto estilos estruturais mais ou menos complexos, que são responsáveis pelo transporte de sedimentos provenientes do maciço Hespérico para o domínio proximal e distal.

A primeira fase de Início de Rifte dá-se no Triásico Superior, sendo responsável pela deposição da Formação de Silves, nos depocentros gerados em estruturas hemi-graben, bordeadas por falhas com direcção Hercínica NNW-SSE, em ambiente francamente continental. Posteriormente, no Jurássico Inferior a Médio terá ocorrido um período de acalmia tectónica, em regime de quiescência térmica, responsável pela deposição da espessa Formação Esturjão em regime de plataforma e rampa carbonatada.

Numa segunda fase, designada por Leeder & Gawthorpe (2000) de «Conexão de Falhas», a actividade tectónica aumenta (fase de Rifte II-a e II-b), as falhas normais subparalelas NNW-SSE interligam-se, com zonas de acomodação de tensão na direcção subperpendicular a esta. Estas zonas são responsáveis pela criação de rampas de ligação (*relay ramps*) que têm como base as formações pre-existentes, funcionando como rampas homoclinais ou em degraus progressivamente abatidos por onde os sedimentos terão sido transportados para os depocentros criados a jusante nos semi-grabens (Figura 7.16).

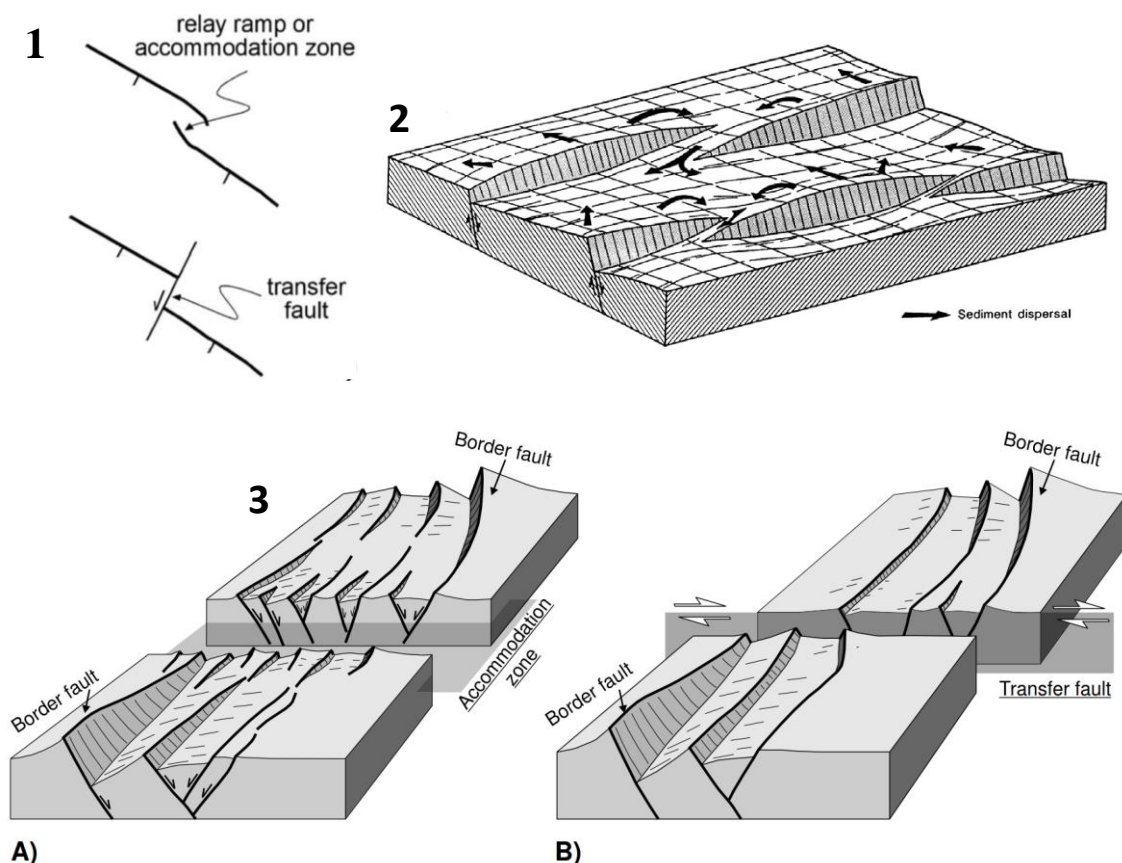


Figura 7.16 – Esquemas simplificados que mostram: 1) a diferença entre o desenvolvimento de uma rampa de ligação (*relay ramp*) e o crescimento de uma falha de transferência (retirado de Acocella *et al.*, 2005); 2) um bloco diagrama que mostra o desenvolvimento de uma rampa de ligação (retirado de Ravnås & Steel, 1998); 3) Esquemas que mostram em A) a acomodação dúctil, e em B) o carácter de acomodação mais frágil, que resulta numa falha de transferência (imagem retirada de Hus, 2004)

Estes corredores são responsáveis pela instalação de sistemas de drenagem derivados das zonas marginais e/ou altos estruturais para o domínio bacinal, como o depocentro da Bacia do Porto, e na zona a sudoeste.

Estes sistemas canalizados funcionam como corredores preferenciais de transporte de sedimentos provenientes de níveis topograficamente mais altos, tal como se pode observar regionalmente a sul, no bordo leste da Bacia Lusitânica (Kullberg, 2000). Durante esta fase de fracturação estes corredores deformam-se ductilmente, interligando os blocos suspenso e de apoio.

Este comportamento dúctil pode ser ainda promovido pela acomodação mecânica da Formação de Dagorda, que se encontra na base da sequência sedimentar. É nesta fase de maior subsidência tectónica que esta sequência argilo-evaporítica inicia o seu movimento halocinético para junto dos *horsts* marginais, criando desta forma barreiras estruturais à progradação de sedimentos, gerando sistemas de drenagem transversais ou axiais, submarinos ou aluvio-fluvionares.

O crescimento diapírico tem maior expressão no sector sudoeste da área de estudo, tal como se pode constatar pela análise de linhas sísmicas nessa área. Aqui, a

sedimentação será controlada pela relação entre os blocos de apoio e suspenso, mas essencialmente pelos altos estruturais, por vezes associados a diapíros. Nas linhas sísmicas observa-se que estes influenciam de alguma forma a batimetria desta zona, pelo que se pode comprovar que tiveram movimentação recente.

A figura seguinte mostra esquematicamente os prováveis caminhos de migração de sedimentos siliciclásticos na margem NW portuguesa durante o Jurássico Superior. Esta corresponde à superfície actual da base do Jurássico Superior, sobre a qual foram marcados as prováveis vias de migração.

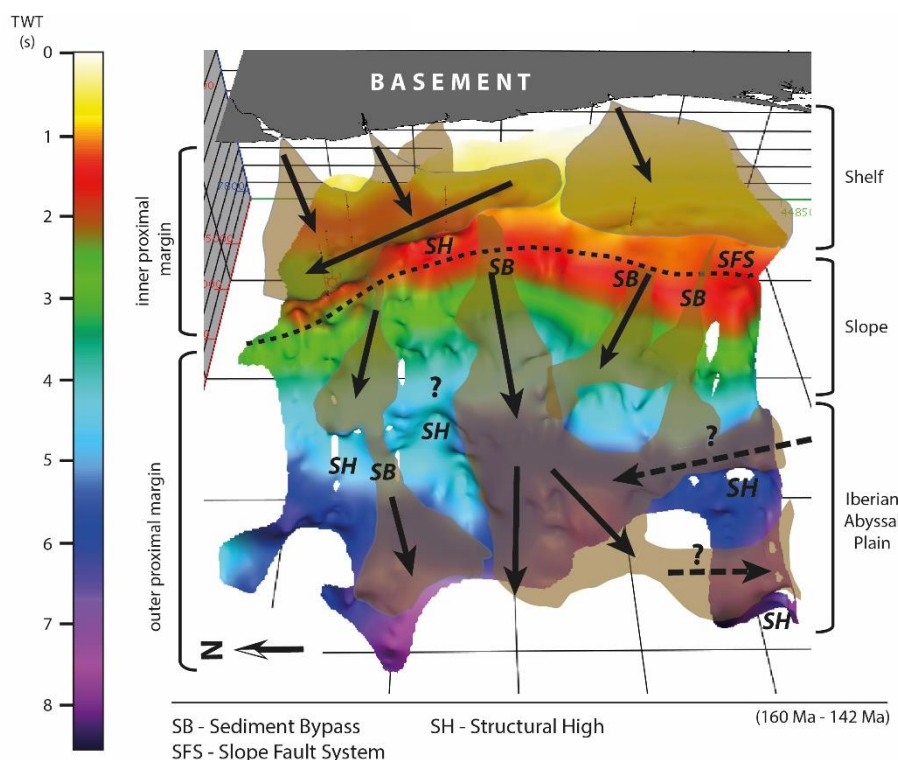


Figura 7.17 – Representação tridimensional da superfície actual da base do Jurássico Superior (topo da Formação Esturjão). Estão indicados os possíveis caminhos de migração de sedimentos siliciclásticos da margem proximal interna para a externa, durante a fase de clímax de rifte no Jurássico Superior e Cretácico Inferior

A análise da imagem anterior põe em consideração a existência de canais axiais (de S para N) que deverão ser responsáveis pela deposição na Bacia do Porto, drenagem de ENE para WSW, desde o soco Hercínico para a margem proximal, bem como sistemas axiais junto ao sistema de falhas de vertente continental para a margem proximal externa. Durante o Jurássico Superior, os altos estruturais de soco ou altos derivados de diapíros controlam a arquitectura da margem e os sistemas deposicionais. Contudo, a existência de falhas de transferência ENE-WSW conjugadas dos principais alinhamentos NNW-SSE, será responsável pelo *bypass* de sedimentos na zona do *rift shoulder*, preenchendo os novos espaços de acomodação distais, nos depocentros de blocos rodados. A zona de acomodação ENE-WSW (que constitui hoje a estrutura geomorfológica de canhão submarino do Porto) evoluiu para falha(s) de transferência com a mesma direcção. Esta

importante estrutura constitui actualmente o principal *input* de sedimentos para a planície abissal, neste sector NW da margem ocidental portuguesa.

De forma a compreender os estilos estruturais que foram identificados, recorreu-se a análogos actuais de bacias tipo rifte, nomeadamente o sistema de rifte intracratónicos no leste africano. Os trabalhos de Ebinger (1989), Faulds & Varga (1998), Morley (1999) e Acocella *et al.* (2005) referentes aos variados sistemas de conexão de falhas neste cenário de desenvolvimento extensional de rifte e falhas de transferência associadas constituíram importantes referências na busca de estilos estruturais que pudessem ser semelhantes aos identificados nesta zona. Com base na análise propõe-se o seguinte modelo estrutural (Figura 7.18):

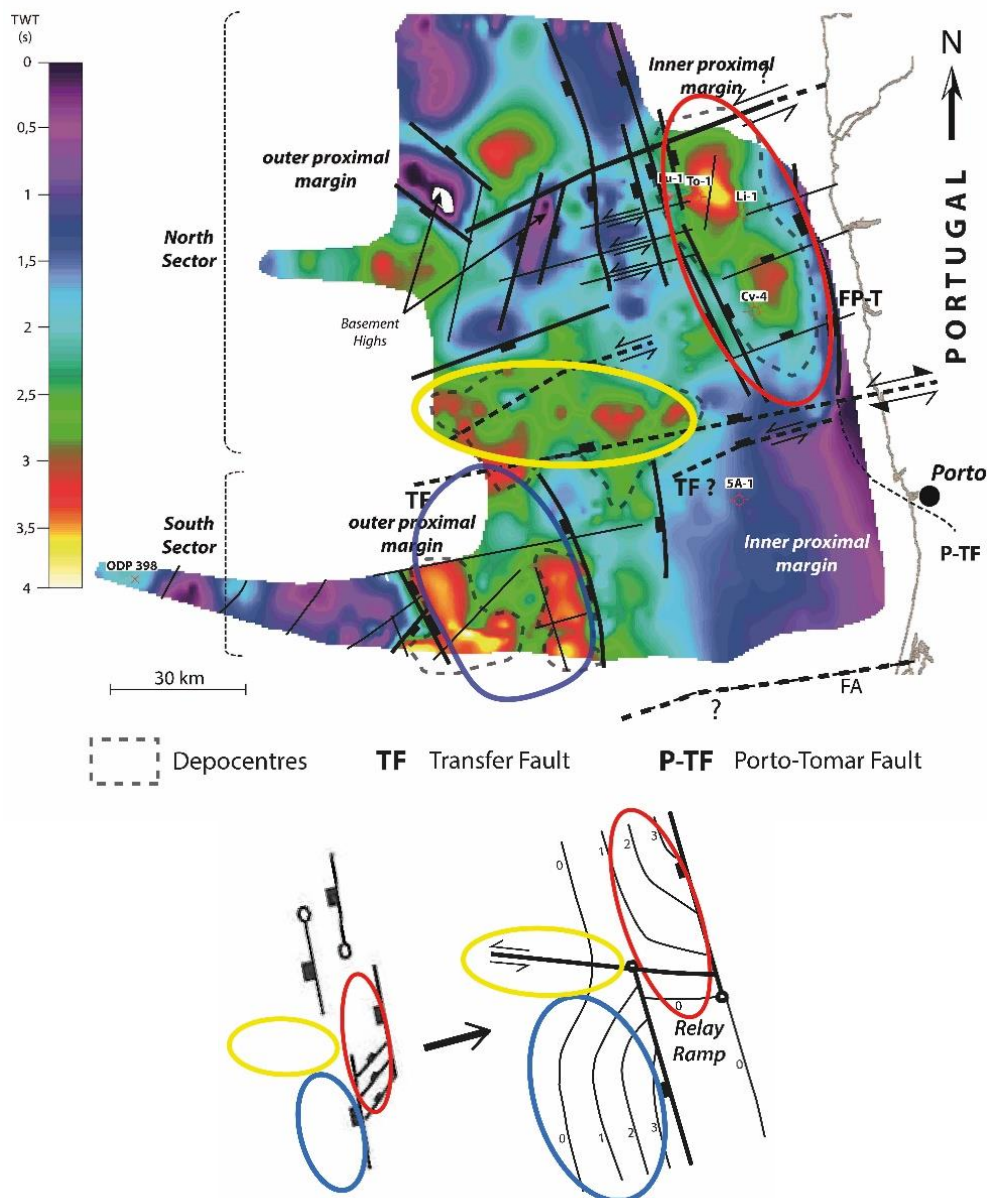


Figura 7.18 – Interpretação estrutural simplificada do mapa de espessura total (TWT) da área de estudo, com a representação das principais falhas que controlam a sedimentação. Em baixo está representado um modelo teórico adaptado de Morley (1999) de falhas com zonas de transferência, responsáveis pela criação de rampas de ligação (*relay ramps*) entre o bloco de apoio e bloco suspenso

O depocentro localizado a sudoeste encontra-se junto a uma falha de bordadura. Aqui, pode-se especular a ocorrência de leques axiais junto deste hemi-graben, cujos depósitos siliciclásticos, grosseiros e mal calibrados, deverão ter menor interesse como rochas reservatório. O transporte sedimentar nesta zona a sul poderá ter igualmente ocorrido de Sul para Norte por acção de *relay ramps*, embora neste estudo não tenham sido disponibilizados dados suficientes a sul deste sector que comprovem esta hipótese. Este modelo tectono-sedimentar proposto pode assim explicar os prováveis mecanismos deposicionais nesta fase de desenvolvimento e clímax de rifte, ao longo do Jurássico Superior e Cretácico Inferior.

Imediatamente antes do evento de *breakup* continental a margem proximal interna, onde se localiza a Bacia do Porto, estaria num estado de acalmia tectónica generalizada devido ao afastamento, no sentido bacinal, do *locus* de movimentos extensionais (Soares, 2014). Segundo este autor, este pressuposto indicia que as grandes causas para o aumento de espaço de acomodação terem sido a pressão litostática, eustatismo e uma ligeira subsidência térmica. Estes deverão ter justificado a deposição sedimentar ante-*breakup* em geometrias tabulares. O evento de *breakup* continental foi seguido de uma regressão forçada, motivada não por razões eustáticas, mas pelo levantamento tectónico em terra (Figura 7.19). Este movimento é sugerido pelo rejuvenescimento da fonte sedimentar a montante, que justifica a grande quantidade de sedimentos imaturos que compõem a cunha sedimentar pós-*breakup*.

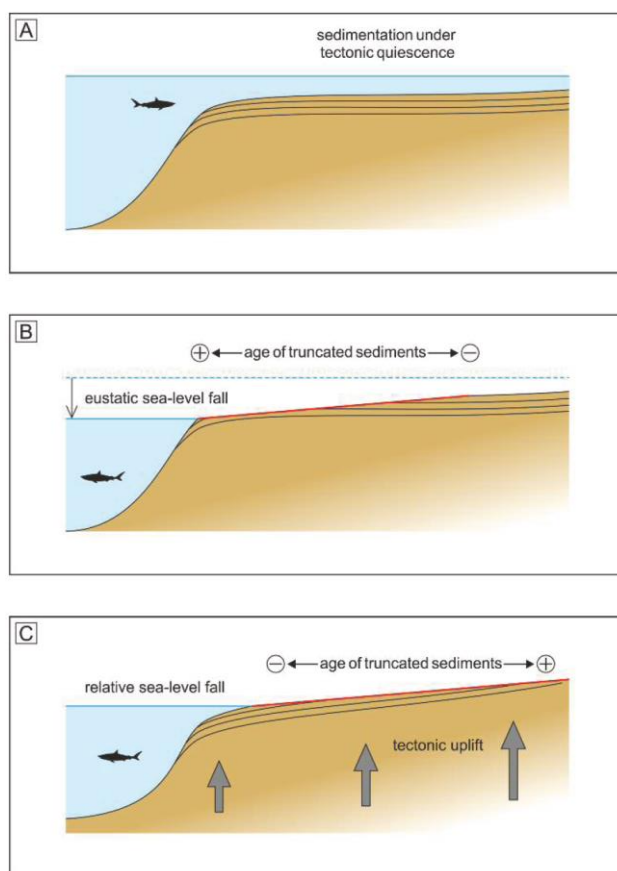


Figura 7.19 – Secções ilustrativas da disposição da margem proximal interna (à direita) e externa (à esquerda) e as diferenças das superfícies erosivas criadas segundo variações eustáticas (B) e numa situação de levantamento tectónico (C). No último cenário denota-se que o levantamento aumenta em terra, provocando a regressão forçada do nível do mar (retirado de Soares, 2014)

Mostram-se de seguida os principais sistemas deposicionais ante- e pós-*breakup* continental, onde se destaca a variação do levantamento tectónico na margem, por efeitos flexurais relacionados com o rompimento crustal, e a criação de cortejos sedimentares progradacionais em regime de regressão forçada.

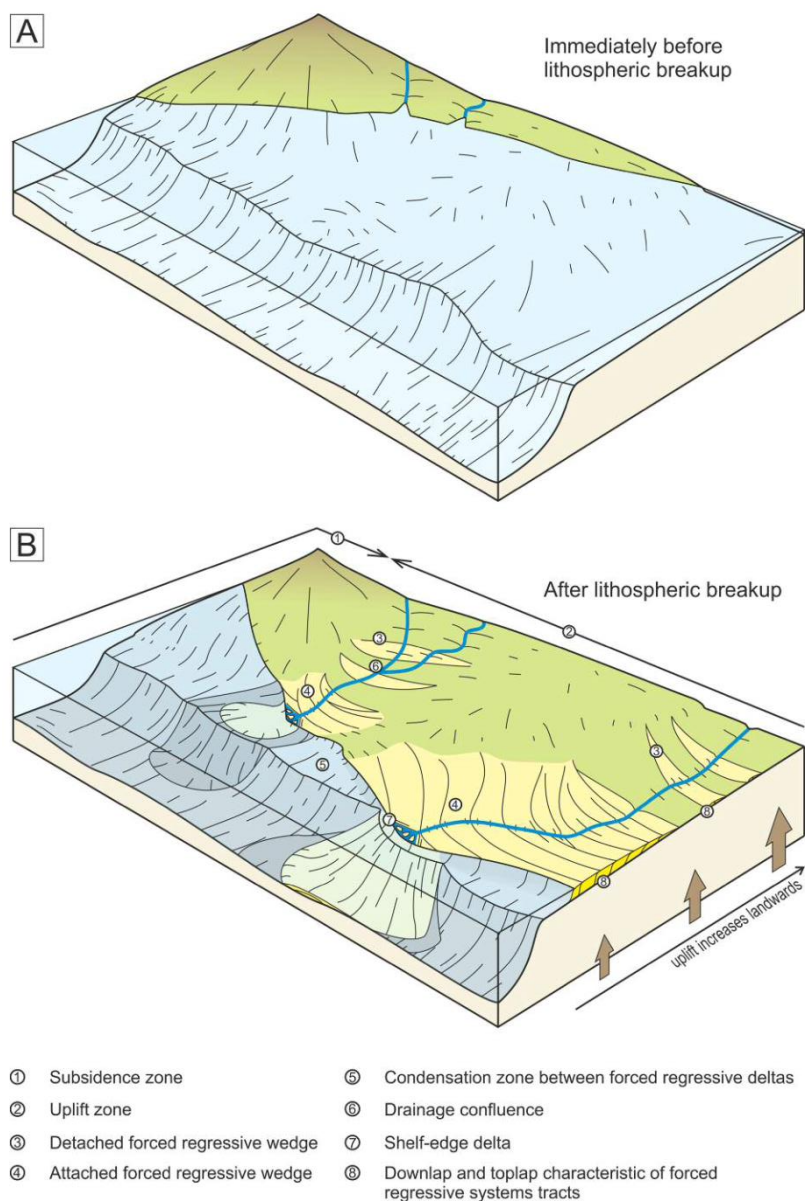


Figura 7.20 – Blocos-diagrama que representam alguns aspectos dos sistemas deposicionais na Bacia do Porto, imediatamente antes do *breakup* continental (A), e após o *breakup* continental (B) (retirado de Soares, 2014)

7.5 Controlo Tectónico das sequências pós-rifte

Após a caracterização dos estilos estruturais que condicionaram a sedimentação durante as principais fases de rifte mesozóicas, assinalam-se agora alguns aspectos observáveis nas linhas sísmicas que indiciam a actividade tectónica durante o Cenozóico neste sector da MOI, bem como o seu impacto nos sistemas deposicionais.

Em geral, as megassequências de pós-rifte durante o Cretácico Superior são tabulares, não evidenciando grandes diferenças de espessura, à excepção dos depósitos junto ao sistema de falhas de vertente continental, que desde o Jurássico Superior tiveram actividade tectónica extensional contínua. Segundo alguns autores (Dewey *et al.*, 1989; Malod & Mauffret, 1990; *in* Soares, 2014), no Cenomaniano ocorre uma mudança de trajectória da placa africana em relação à eurasiática de NW-SE para SW-NE, que provavelmente será o responsável pelo soerguimento da margem do Porto e justificar a erosão e carsificação da Formação Cacém, essencialmente dolomítica. Este evento desenvolve-se ao longo do Cretácico Superior, sendo o início da colisão com a Eurásia e África (primeiro episódio compressivo, Pré-Pirenaico), embora sem grande impacto na sedimentação na margem, estando representadas estratigraficamente na Bacia do Porto as formações Gândara, Carapau e Dourada. Este choque antecede a primeira grande fase de inversão tectónica designada por «orogenia Pirenaica», já no Eocénico.

Nesta primeira fase compressiva eocénica (N-S) ocorre o levantamento tectónico da MOI, com reactivação de falhas normais para inversas, e criando condições em ambiente de plataforma carbonatada, de modo a depositar-se a Formação Espadarte, que corresponde ao único registo cenozóico presente nos poços perfurados na Bacia do Porto.

O mapa de espessuras TWT que se mostra na Figura 7.21 indica que a cobertura terciária na zona de plataforma continental está presente em pouca quantidade, tendo maior expressão no Sector Sul e a Oeste da área de estudo.

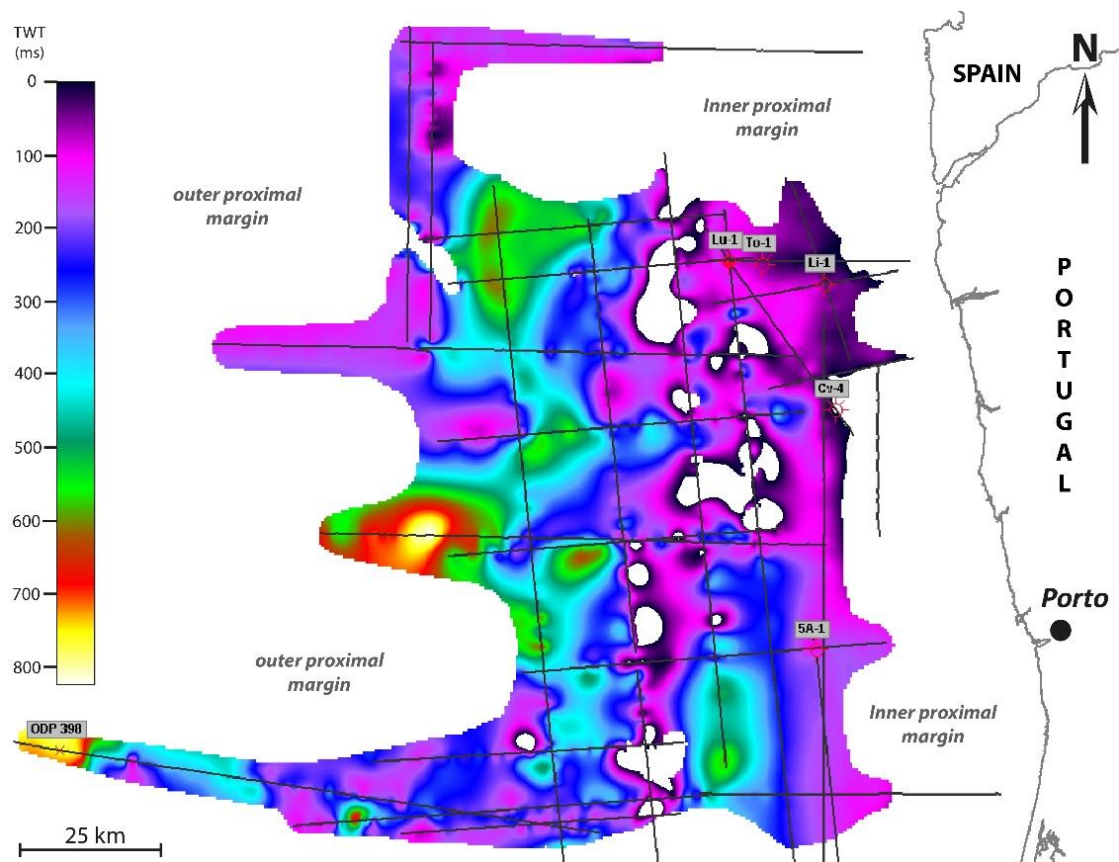


Figura 7.21 – Mapa de espessuras (TWT) da cobertura terciária indiferenciada na margem do Porto. É de notar a menor espessura ou ausência no sector a Nordeste (Bacia do Porto *s.s.*), que indicia a maior influência nesse sector das fases de compressão tectónica, com levantamento e não-deposição/erosão

Os poços no Sector Norte intersectaram apenas espessuras negligenciáveis, ou não intersectaram de todo esta cobertura. Já quando se analisa a cobertura no pós-quebra de talude continental nota-se que esta atinge maiores espessuras ($< 1s$ TWT). Em alguns casos, no Sector Sudoeste da área de estudo, nota-se que a cobertura espessa está deformada, empolada e afectando a batimetria, sendo este indício estrutural associado a um período pós-deposicional, provavelmente durante a fase de compressão Bética.

O centro de convergência nesta segunda fase orogénica localiza-se mais a sul, entre as placas Africana e Eurasiática. A direcção de compressão máxima nesta fase será segundo NW-SE. Esta causa o levantamento tectónico da margem, com rejogo de falhas inversas e diapirismo. Segundo Alves *et al.* (2003), o início dá-se no Oligocénico, com o levantamento dos montes submarinos do Porto e Vigo e contínua subsidência da margem mais profunda. No Miocénico ocorre a extensão generalizada da margem do Porto, com aumento de subsidência. No Burdigaliano a compressão Bética resulta em novo levantamento tectónico, com inversão de falhas e diapirismo, terminando no Tortonian Superior – Quaternário com o colapso extensional da margem.

A evolução deste sector setentrional da margem ocidental portuguesa foi estudado por diversos autores, embora se tenha tido em consideração o trabalho de Alves *et al.* (2003) na caracterização da evolução tectono-sedimentar cenozóica na área de estudo. Assim, mostra-se de seguida um bloco-diagrama que exhibe os possíveis sistemas deposicionais na margem do Porto durante o Cenozóico.

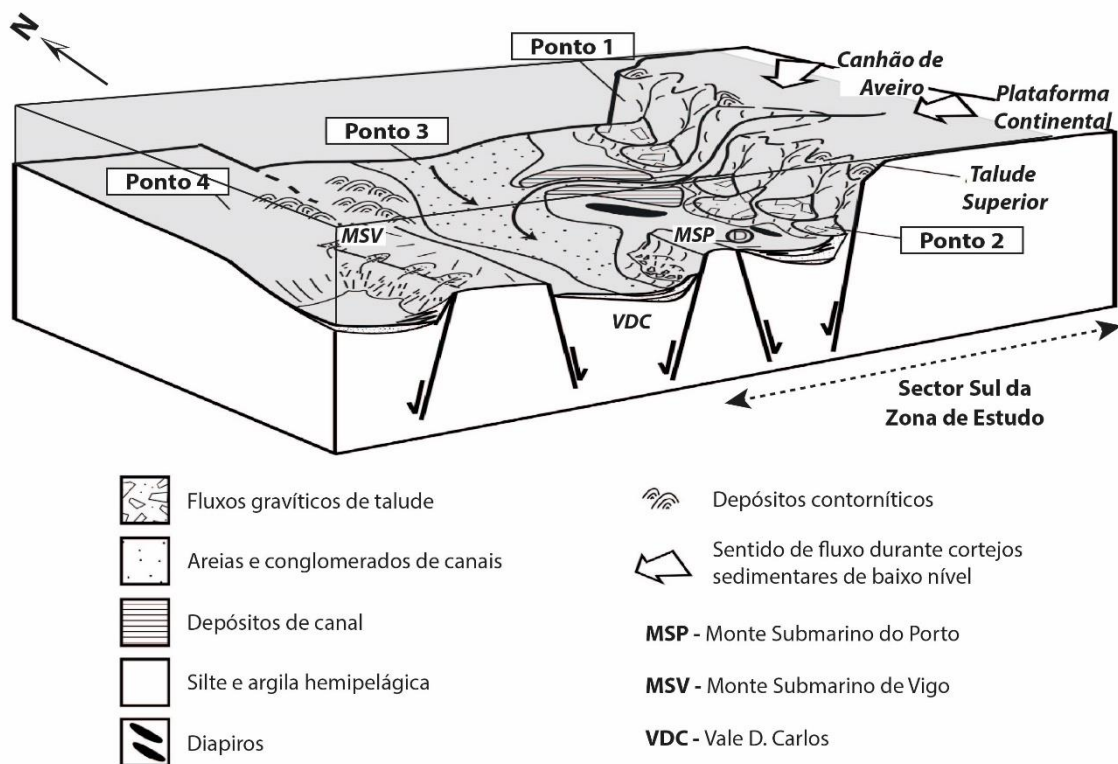


Figura 7.22 – Modelos deposicionais da margem proximal interna e externa do Porto durante o Cenozóico (adaptado de Alves *et al.*, 2003) (Imagem sem escala)

Nesta figura, chama-se a atenção para os quatro pontos identificados pelos autores da imagem, que estabelecem quatro cenários diferentes de processos que ocorrem na margem:

- **Ponto 1:** Processos erosivos – dominam o talude e a plataforma continental;
- **Ponto 2:** Processos de talude – depósitos turbidíticos instalados no sopé e no talude continental inferior;
- **Ponto 3:** Processos de canhão submarino – *bypass* de sedimentos para a planície abissal através de canhões submarinos;
- **Ponto 4:** Processos hemipelágicos – deposição de materiais finos em regiões mais profundas e de baixa energia.

Estes diferentes processos ocorrem numa área geográfica não muito extensa, pelo que se pode encontrar variações litológicas importantes, consoante os locais da margem que estejam a ser considerados. Este tipo de esquemas podem ainda levar a considerar a ocorrência de depósitos variados na margem proximal externa, não estando apenas circunscritos à Formação Espadarte propriamente dita, identificada nos poços realizados na margem proximal interna (Bacia do Porto *s.s.*).

7.6 Importância da Falha Porto-Tomar

Outro aspecto de índole estrutural a considerar neste estudo está relacionado com a movimentação da falha Porto-Tomar ao longo da evolução da margem do Porto durante o Meso-Cenozóico.

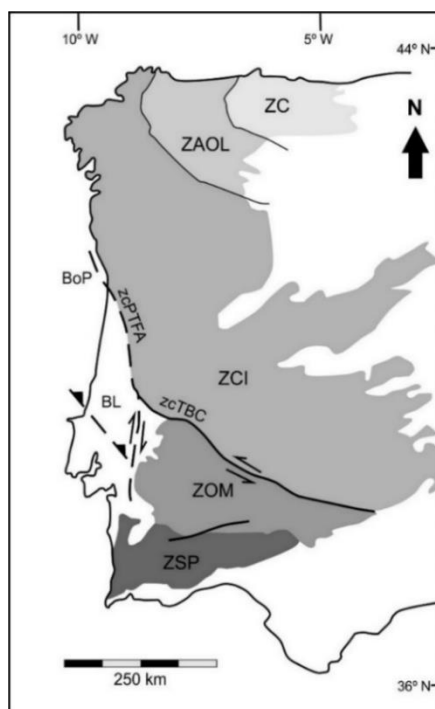


Figura 7.23 – Representação da falha Porto-Tomar no contexto das unidades tectono-estratigráficas a nível regional. zcPTFA – Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, zcTBC – Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, BoP – Bacia do Porto, BL – Bacia Lusitânica, ZCI – Zona Centro-Ibérica, ZOM – Zona de Ossa-Morena, ZSP – Zona Sul-Portuguesa, ZAOL – Zona Astur-occidental Leonesa, ZC – Zona Cantábrica (adaptado de Ribeiro, 2013)

A falha Porto-Tomar (Figura 7.23) é uma importante estrutura constituinte da zona de sutura Porto-Badajoz-Córdoba, e que se separa as sequências pertencentes à Zona Centro-Ibérica, a Este, das sequências da Zona de Ossa-Morena, a Oeste. Teve uma história evolutiva complexa, variando de um desligamento dúctil direito no Westefaliano (Ribeiro, 1974), no Estefaniano Superior a um desligamento frágil esquerdo menos expressivo, tendo sido até ao Triásico uma falha inversa com cavalgamento para Este. Já durante a evolução mesozóica da Bacia Lusitânica e do Porto esta terá jogado como falha normal.

Considerando que esta é a falha de bordadura da Bacia do Porto, e que teve movimentação normal durante as fases de *rifting* no Mesozóico, existem contudo evidências para afirmar que neste sector a falha terá rejogado como inversa, associado às fases compressivas Pirenaica e/ou Béticas, no Cenozóico. Efectivamente, analisando as (poucas) linhas sísmicas que atravessam a zona onde se crê que esta falha existe, pondo em contacto o soco Hercínico com os depósitos bacinais, é possível observar a existência de reflexões empoladas desde o horizonte do fundo do mar, até ao local onde se encontra a falha, na zona interpretada como o soco (Figura 7.24). O rejogo desta falha assumindo a direcção de compressão E-W (fase Bética), ainda que mínimo, deverá responsável por este ligeiro empolamento das reflexões acima desta.

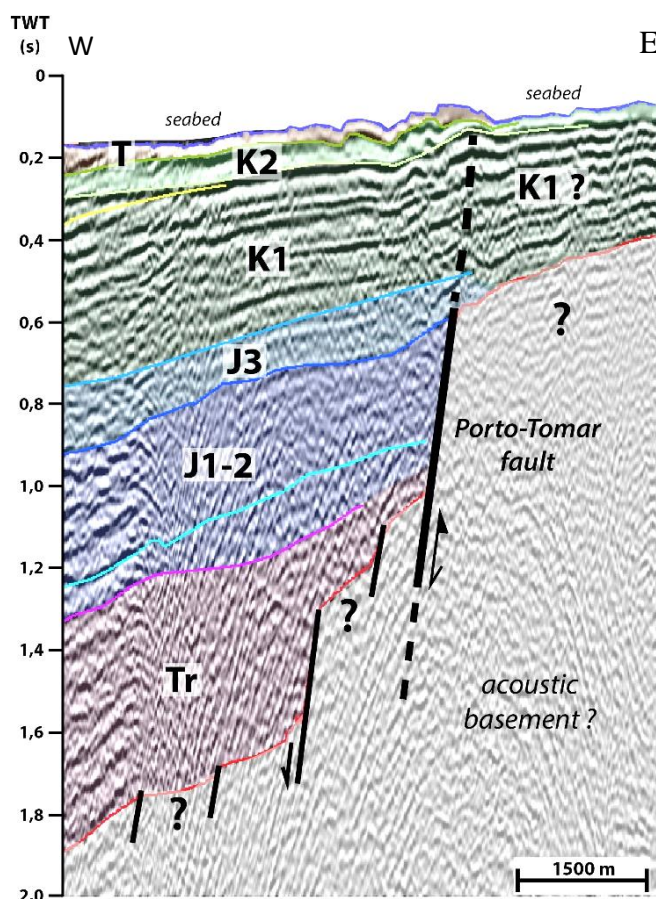


Figura 7.24 – Interpretação de um excerto da linha sísmica Line 1 (E-W), que mostra a posição provável da falha Porto-Tomar, com a cinemática normal mesozóica e o carácter inverso no Cenozóico. As reflexões sísmicas em profundidade encontram-se ocultadas por difracções, que dificultam a interpretação dos horizontes sísmicos, aumentando assim o grau de incerteza quanto à posição do soco Hercínico, tanto no bloco de apoio, à direita da falha, como no bloco suspenso (Tr – Triásico; J1-2 – Jurássico Inferior e Médio; J3 – Jurássico Superior; K1 – Cretácico Inferior; K2 – Cretácico Superior)

Sendo a direcção principal de compressão durante a primeira fase Pirenaica essencialmente N-S (NNW-SSE), subparalela à direcção da falha Porto-Tomar, este movimento compressivo pode ter influenciado a cinemática *strike-slip* da falha, invertendo a componente de desligamento durante a fase inversão tectónica cenozóica.

CAPÍTULO VIII

Potencial Geoquímico de Maturação

8.1 Introdução

A avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos pode ser feita analisando os resultados laboratoriais de geoquímica orgânica em amostras dos intervalos mais promissores identificados ao longo dos poços realizados na Bacia do Porto. Para este efeito terá de se levar em conta os parâmetros geoquímicos que caracterizam uma determinada rocha geradora, a sua capacidade de geração de hidrocarbonetos, as quantidades geradas, a cinética do querogénio, e ainda a maturação térmica e o modo em como esta terá influenciado a geração.

Neste capítulo apresentam-se os principais resultados da análise e interpretação dos dados analíticos de geoquímica orgânica, retirados do relatório BEICIP (1996). Neste relatório, os únicos poços da Bacia do Porto onde houve amostragem e análise laboratorial dos intervalos geradores mais promissores foram o 5A-1, Lula-1 e Cavala-4. Por esta razão, só se irá discutir neste capítulo os resultados da análise geoquímica nestes três locais (localização dos poços na Figura 6.4).

8.2 Tipos de Querogénio

A quantidade e composição maceral dos tipos de querogénio influenciam o potencial petrolífero de uma determinada amostra. Neste trabalho, utilizou-se a nomenclatura de Tissot *et al.* (1974), que descrevem o tipo de querogénio em três grupos (I, II e III). O querogénio do tipo-I tem uma relação inicial H/C alta e O/C baixa, e é originalmente produzido de material algal depositado em ambientes lacustres, produzindo óleo; o de tipo-II tem uma relação H/C moderadamente alta e ratio O/C moderado, derivado de matéria orgânica autóctone depositada em ambiente marinho, produzindo maioritariamente óleo; já o de tipo-III tem um ratio H/C baixo e O/C alto, derivado de acumulações de plantas terrestres e/ou matéria orgânica marinha depositada em ambiente óxico, produzindo geralmente gás.

Os ratios O/C e H/C são normalmente inseridos em diagramas Van Krevelen, de modo a entender quais os tipos de querogénio correspondentes, e a propensão para gerar óleo ou gás. Contudo, como estes valores não se apresentam nos relatórios consultados, optou-se por projectar inicialmente os dados de Rock-Eval IH e IO no designado diagrama pseudo-Van Krevelen, para cada um dos poços considerados (Figura 8.1).

Neste diagrama foram igualmente colocados os campos que definem o tipo de hidrocarbonetos gerados, de acordo com os tipos de querogénio, adoptando o grafismo de Dembicki (2009).

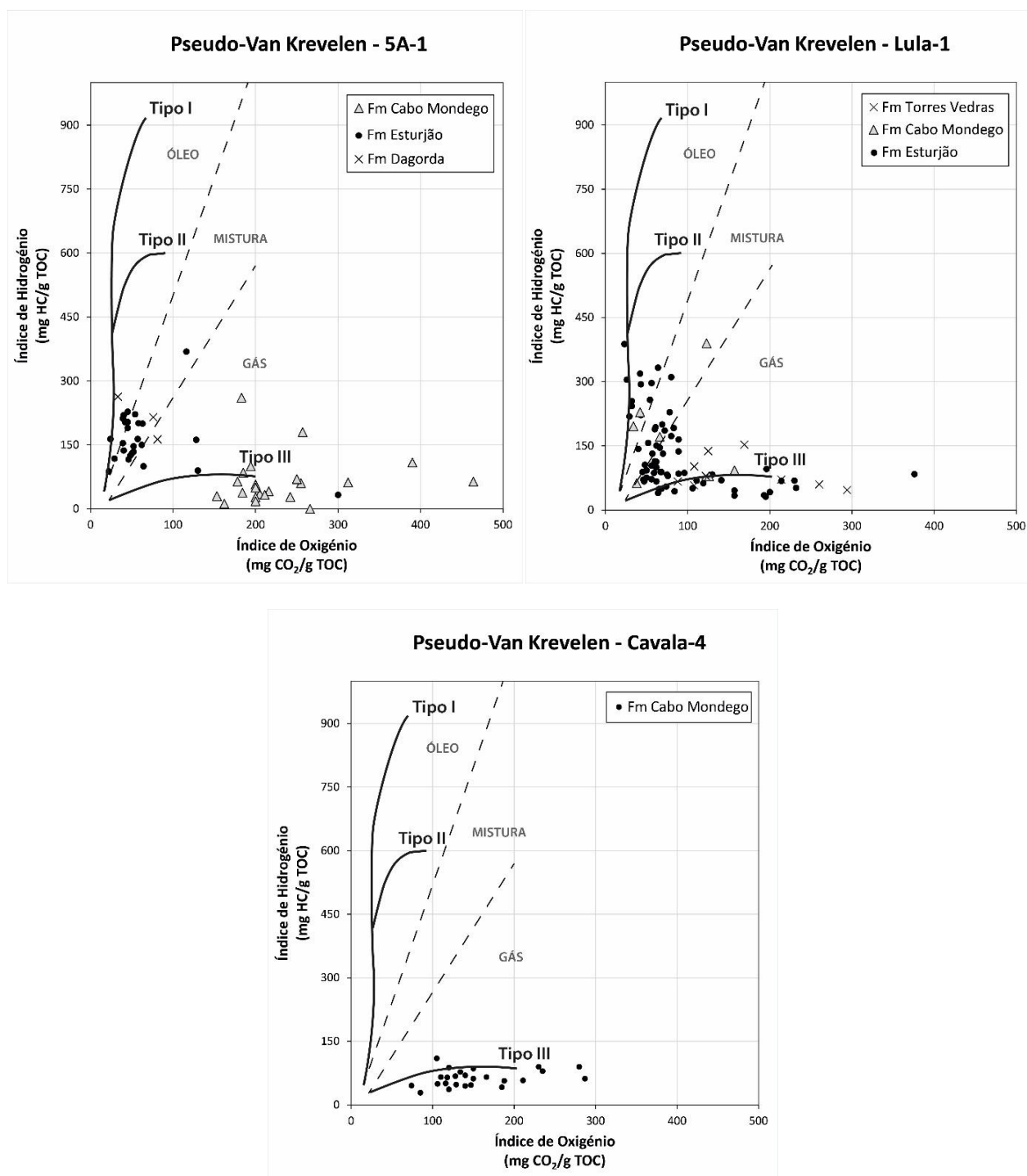


Figura 8.1 – Projecção dos valores de Índice de Hidrogénio e Oxigénio em diagramas pseudo-Van Krevelen para cada unidade rica em matéria orgânica nos poços 5A-1, Lu-1 e Cv-4, bem como o tipo de hidrocarbonetos que poderão ser gerados

Numa primeira análise aos gráficos é de assinalar que as amostras estão dispersas maioritariamente pelos tipos de querogénio III e II.

No gráfico correspondente às amostras analisadas no poço 5A-1 observa-se alguma relação directa entre as Formações amostradas e os tipos de querogénio. Assim, as amostras pertencentes à Formação de Dagorda encontram-se entre o tipo-II e III, as

pertencentes à base da Formação Esturjão estão concentradas no tipo-II (algumas no tipo-III), e as da Formação Cabo Mondego apenas correspondem a querogénio tipo-III.

O gráfico do poço Lula-1 apresenta alguma dispersão de amostras. Neste caso, houve uma grande quantidade de amostras analisadas para a Formação Esturjão, estando dispostas entre o tipo-II e III (algumas podem corresponder ao tipo-I), os valores da Formação Cabo Mondego encontram-se entre o tipo-II e III, e as amostras da Formação Torres Vedras agrupam-se apenas no tipo-III.

No poço Cavala-4 apenas foram analisadas amostras correspondentes aos níveis geradores da Formação Cabo Mondego, facto que é atestado pela concentração dos valores de IO e IH no querogénio tipo-III.

Em geral, os resultados obtidos a partir destes gráficos são concordantes com os ambientes deposicionais propostos para cada intervalo gerador. À excepção das amostras pertencentes à Formação Dagorda, onde se esperaria uma dispersão de valores correspondente a um ambiente deposicional com clara influência continental (tipo-III), os restantes pontos confirmam genericamente a existência de uma relação entre as Formações amostradas e os ambientes deposicionais característicos. Analisando em pormenor as amostras das Formações Esturjão e Cabo Mondego, chega-se à conclusão que os níveis do Jurássico Inferior correspondem a querogénio do tipo-II (e III, no poço Lula-1), e os níveis do Jurássico Superior variam entre tipo-III e tipo-II (no poço Lula-1).

Contudo, na análise destes resultados é preciso levar em conta que muito poucas rochas-mãe contêm apenas um tipo de querogénio. A mistura de tipos de querogénio pode tornar mais difícil a interpretação destes diagramas. Uma situação que pode ilustrar este problema ocorre no gráfico do poço Lula-1, em que hipoteticamente pode haver a mistura de 25% de querogénio do tipo-III a uma amostra que aparenta ter maior quantidade de tipo-I, aparentando assim haver querogénio do tipo-II, em vez da mistura entre os dois tipos referidos. Estes potenciais erros de interpretação podem levar a conclusões incorrectas acerca do ambiente deposicional da rocha geradora, bem como a sua capacidade de gerar hidrocarbonetos (Dembicki, 2009).

É, pois, necessária a realização de mais análises geoquímicas de forma a individualizar as proporções de querogénio existentes. Uma das análises geoquímicas que melhor servirá para caracterizar o ambiente deposicional de cada rocha geradora é a cromatografia de pirólise-gás (PGC) que, apesar de ter maior custo associado, apresentará resultados mais fiáveis.

8.3 *Total Organic Carbon (TOC)*

O teor em Carbono Orgânico Total («Total Organic Carbon» - TOC) de um determinado sedimento é expresso através do peso percentual (wt %). Este parâmetro é um indicador da quantidade de matéria orgânica presente num sedimento (Ronov, 1958). O potencial gerador de hidrocarbonetos pode ser mostrado de acordo com a tabela semi-quantitativa que se mostra de seguida:

Tabela 8.1 – Relação entre o potencial gerador de uma rocha de acordo com a percentagem de TOC (wt.%) medida (adaptado de Peters & Cassa, 1994)

Riqueza	TOC (wt. %)
Fraca	0,0 – 0,5
Razoável	0,5 – 1
Boa	1 – 2
Muito Boa	2 - 4
Excelente	> 4

Tendo como base esta relação entre valores de TOC e riqueza, apresentam-se de seguida os gráficos de representação dos valores TOC medidos ao longo dos poços 5A-1, Lu-1 e Cv-4.

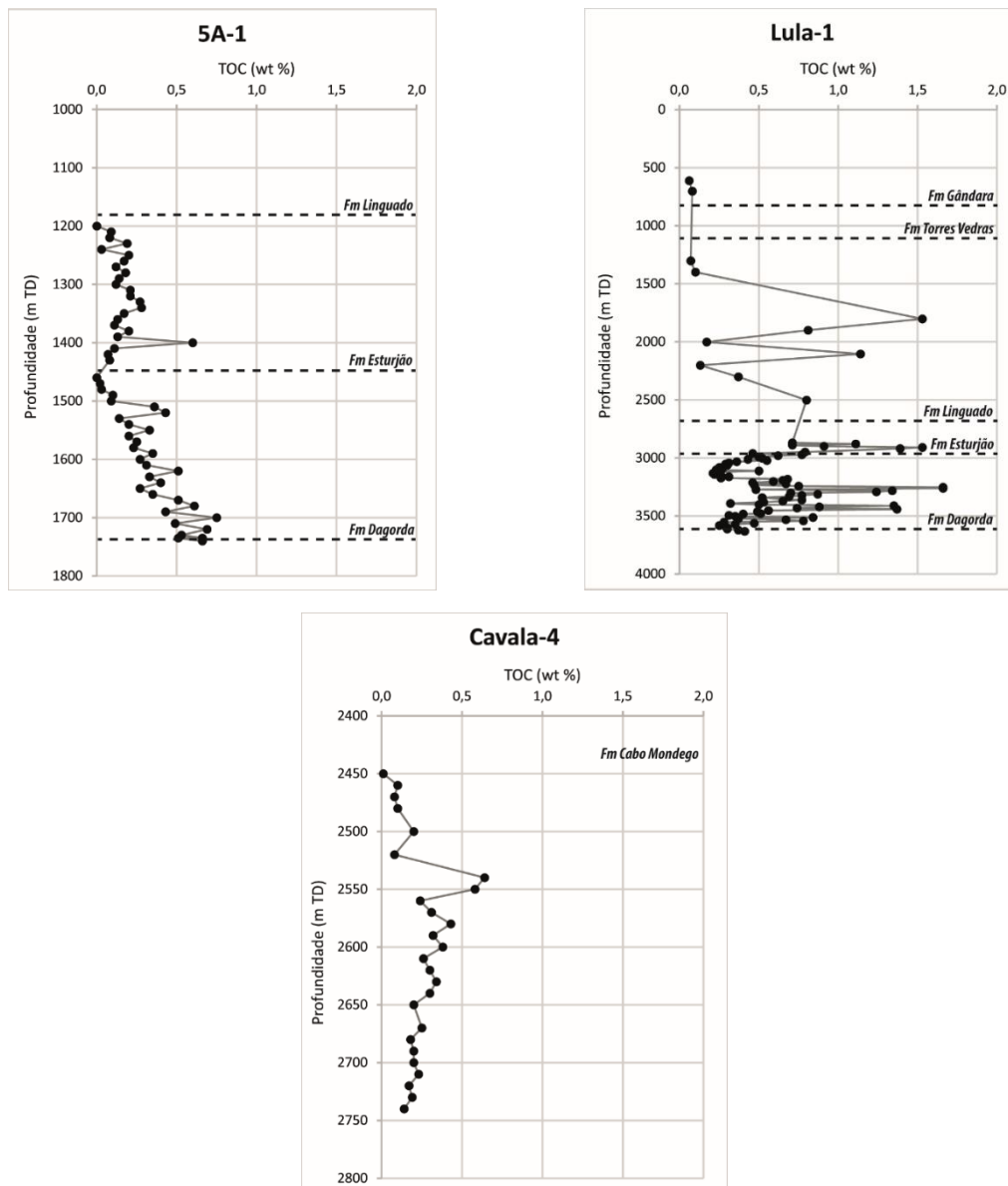


Figura 8.2 – Variação dos valores de TOC (wt %) ao longo dos poços 5A-1, Lula-1 e Cavala-4. O tracejado indica o topo de cada Formação intersectada (escalas verticais diferentes para cada poço)

Analisando estes gráficos de variação de TOC constata-se que estes valores são correspondem a riqueza Fraca (a Razoável) na maioria das amostras analisadas nos poços 5A-1 e Cv-4. Contudo, no poço Lu-1, estes resultados parecem ser mais promissores.

Com efeito, neste poço a dispersão de valores encontra-se na sua maioria na janela de riqueza de TOC Razoável (a Fraca), e ainda vários valores acima de 1,0 wt%, de riqueza Boa. Existe uma grande concentração de valores correspondentes aos níveis geradores do Jurássico Inferior (Formação Esturjão), caracterizados como sendo de idade sinemuriana a pliensbaquiana (equivalente à Formação de Coimbra, na Bacia Lusitânica). Estes intervalos comprovam a existência do gerador mais antigo da sequência Meso-Cenozóica, sobejamente estudado na Bacia Lusitânica, e provando que houve alguma extensão regional deste intervalo sedimentar. O valor máximo de TOC deste intervalo foi registado no poço Lu-1, com 1,66 wt% (3262 m TD). Ocorrem ainda outros valores de TOC de riqueza Razoável a Boa, nomeadamente na Formação Linguado e Formação Torres Vedras, embora neste caso sejam isolados e não correlacionáveis noutros poços, não tendo sido por isso considerados como bons geradores a nível regional.

Um segundo potencial gerador reconhecido foi o intervalo identificado no final do poço Cv-4, correspondente ao Oxfordiano, no início do Jurássico Superior. Com efeito, neste trabalho estes níveis foram atribuídos à Formação Cabo Mondego, provando a existência da rocha geradora nesta bacia. No conjunto das bacias periatlânticas, em especial na conjugada Bacia de Flemish Pass, os intervalos desta idade constituem os principais geradores das descobertas recentes que aí foram feitas. Porém, neste caso, os teores de TOC não são promissores, apresentando genericamente valores < 0,5 wt%, ou seja, de riqueza Fraca. Ainda assim, de modo a testar a maturação destes níveis ao longo da área de estudo, teve-se em conta estes valores na modelação térmica.

Embora uma boa rocha geradora deva possuir bons valores de TOC, nem toda a matéria orgânica é gerada em iguais proporções. Alguma desta irá gerar óleo, outra gerará gás, e ainda outra não gerará absolutamente nada (Tissot *et al.*, 1974). Por esta razão, a utilização dos valores de TOC na avaliação do potencial gerador não será necessariamente um bom indicador da quantidade de hidrocarbonetos que um sedimento pode gerar.

Para haver geração de matéria orgânica, o carbono tem de estar associado ao hidrogénio. Quanto maior hidrogénio estiver associado ao carbono, maior quantidade de hidrocarbonetos pode ser gerada. Assim, o conteúdo de hidrogénio pode ser medido directamente a partir de análise elementar, resultando no «Índice de Hidrogénio». Este parâmetro é assim um indicador directo da quantidade de hidrocarbonetos que uma rocha mãe pode gerar ao longo do processo de maturação térmica.

8.4 Índice de Hidrogénio (IH)

Neste subcapítulo apresentam-se os gráficos que mostram a distribuição de IH ao longo dos poços 5A-1, Lu-1 e Cv-4. A tabela que relaciona os valores de IH com os principais compostos que podem ser gerados apresenta-se de seguida:

Tabela 8.2 – Quadro de referência entre os valores de IH e os produtos gerados no pico de maturação (Peter & Cassa, 1994)

IH (mg HC/g TOC)	Principais compostos gerados no pico de maturação
> 600	Óleo
300 – 600	Óleo
200 – 300	Mistura de Óleo e Gás
50 – 200	Gás
< 50	Nenhum

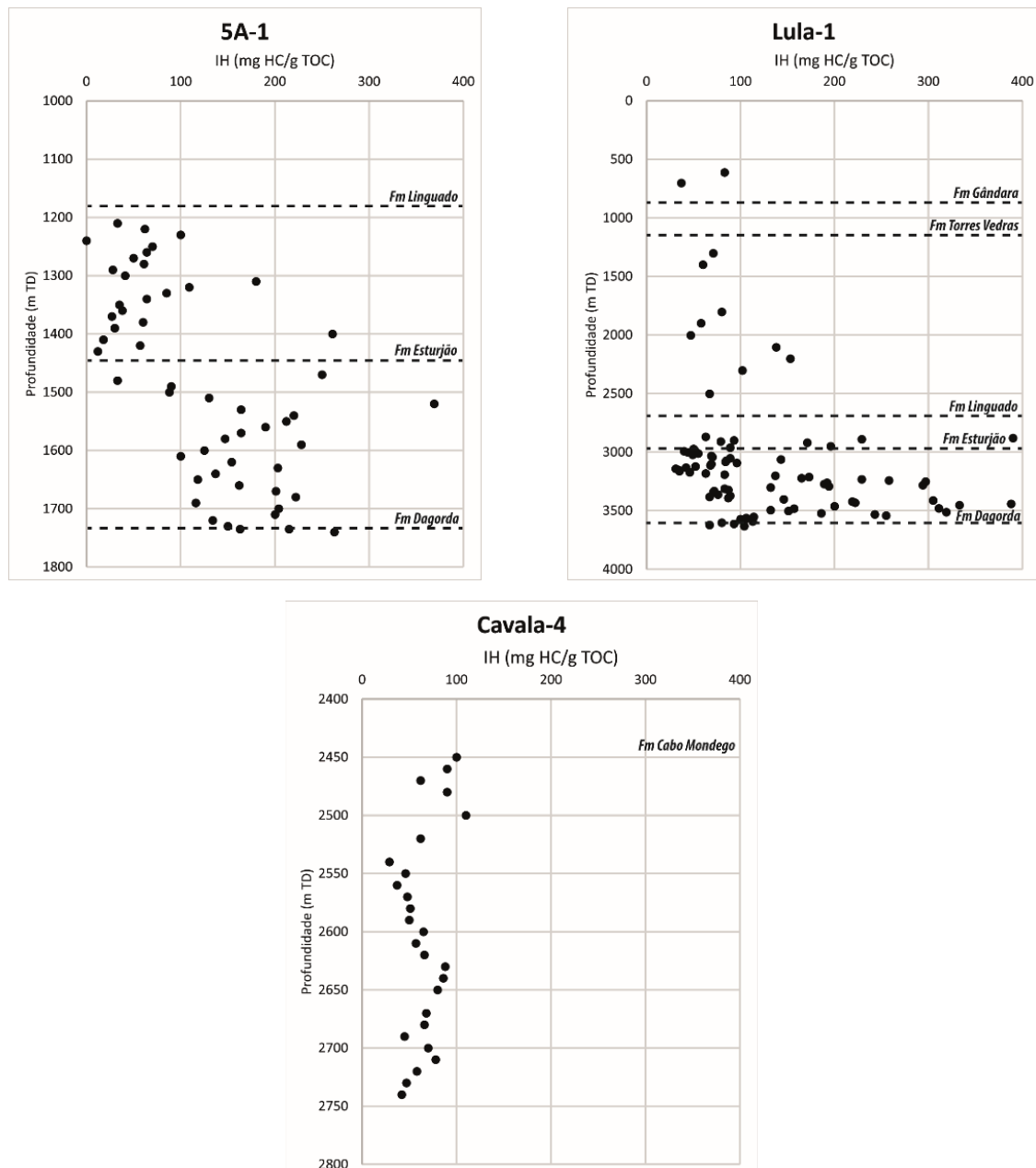


Figura 8.3 – Variação do Índice de Hidrogénio ao longo dos poços 5A-1, Lu-1 e Cv-4 (imagens com escalas verticais diferentes)

Estes gráficos mostram uma clara divisão entre as amostras correspondentes às Formações do Jurássico Inferior (Fm Esturjão) e Jurássico Superior (Fm Cabo Mondego/Linguado) e restantes amostras pertencentes às unidades cretácicas.

No poço 5A-1 os valores de IH referentes aos níveis geradores do Jurássico Inferior variam em geral entre 100 e 300 mg HC/g TOC, enquanto no Jurássico Superior baixam consideravelmente para valores abaixo de 200 mg HC/g TOC. Nos níveis inferiores há então uma maior propensão para a geração de uma mistura entre gás e óleo no pico de maturação, enquanto nas amostras do Jurássico Superior há uma tendência para gerar apenas gás, ou mesmo nenhum tipo de hidrocarboneto.

No poço Lu-1 continua a denotar-se uma diferença quanto aos índices de hidrogénio, em que no Jurássico Inferior há, em geral, uma dispersão de valores entre 50 – 400 mg HC/g TOC (propício à geração de óleo e gás no pico de maturação); os valores de IH correspondentes aos níveis geradores do Jurássico Superior estão compreendidos entre os 50 – 250 mg HC/g TOC, com maior tendência para gerar uma mistura entre óleo e gás. As amostras que foram pontualmente recolhidas nas formações cretácicas mostram valores de IH < 150 mg HC/g TOC, propensas apenas à geração de gás, ou mesmo nada (<50 mg HC/g TOC).

8.5 Parâmetro T_{máx}

O conteúdo em hidrogénio pode igualmente ser estimado a partir do método de Pirólise Rock-Eval (Espitalie *et al.* 1977). Esta técnica laboratorial estima a quantidade de hidrogénio presente na matéria orgânica a partir do pico S2. Este corresponde à quantidade de hidrocarbonetos formados a partir da decomposição térmica do querogénio, medido em miligramas de hidrocarbonetos por grama de rocha total.

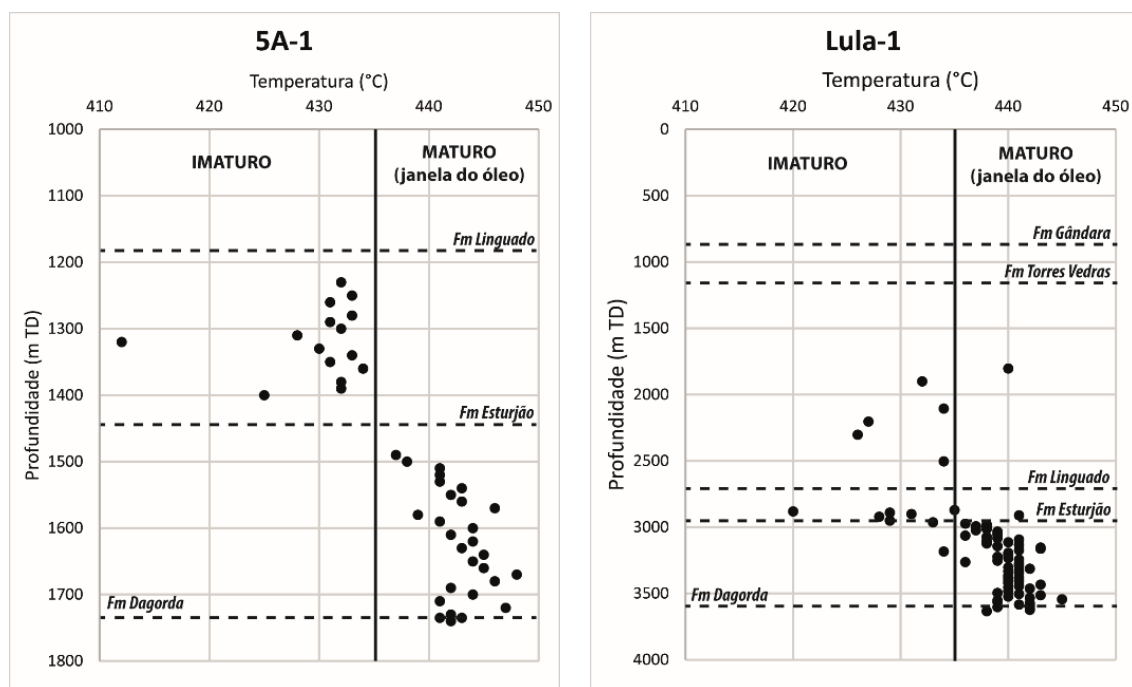


Figura 8.4 – Variação do parâmetro T_{máx} ao longo dos poços 5A-1 e Lula-1

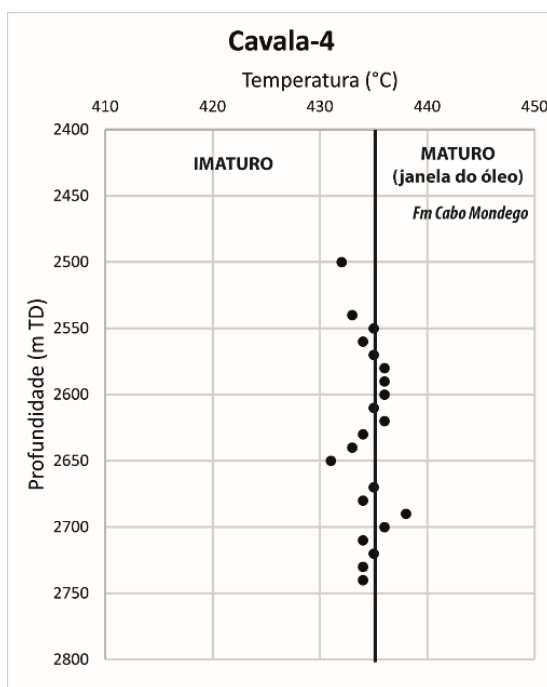


Figura 8.5 – Variação do parâmetro Tmáx ao longo do poço Cavala-4

O valor máximo de temperatura registado durante o processo de Pirólise Rock-Eval (Tmáx) corresponde ao valor no topo do pico S2, sendo mais um parâmetro de estimação da maturação térmica.

Apesar de se considerar este indicador na definição do potencial de maturação de rochas geradoras, a análise terá de ser realizada com algum critério. De facto, este parâmetro oferece alguma fiabilidade no caso de estas amostras não terem entrado na janela de maturação de óleo (Tissot *et al.*, 1974). Neste caso, onde a maior parte das amostras analisadas foram recolhidas em profundidades entre os 1200 e os 3600 m pertencentes às Formações Esturjão, Linguado e Torres Vedras, pode-se considerar que estes níveis deverão já estar dentro da janela de temperatura propícia à geração de óleo. Contabilizando-se com o facto de que as propriedades como TOC e IH decrescerem quantitativamente à medida que a maturação aumenta (*in* Magoon *et al.*, 1994), e estando amostras mais profundas na janela do óleo, os valores presentes de Tmáx podem não reflectir o potencial de maturação original.

8.6 Potencial de Geração de Hidrocarbonetos

De forma a avaliar mais correctamente a quantidade de matéria orgânica presente e a porção de hidrogénio associada a esta, combinou-se para a mesma amostra analisada os valores de TOC (wt%) com os valores de Índice de Hidrogénio (medidos a partir do pico S2 através de Pirólise Rock-Eval).

Aqui, agrupou-se as amostras analisadas pela Formação correspondente. Assim, considera-se que as amostras da Formação Esturjão equivalem aos intervalos geradores do Jurássico Inferior, as amostras da Formação Cabo Mondego correspondem aos níveis geradores do Oxfordiano (Jurássico Superior). As amostras das Formações de Dagorda

(Hetangiano) e Torres Vedras (Cretácico Inferior) são pontuais, com valores de S₂ e TOC baixos e sem distribuição regional desejada, sendo por isso negligenciáveis nos exercícios de modelação térmica que foram realizados neste trabalho (Figura 8.6).

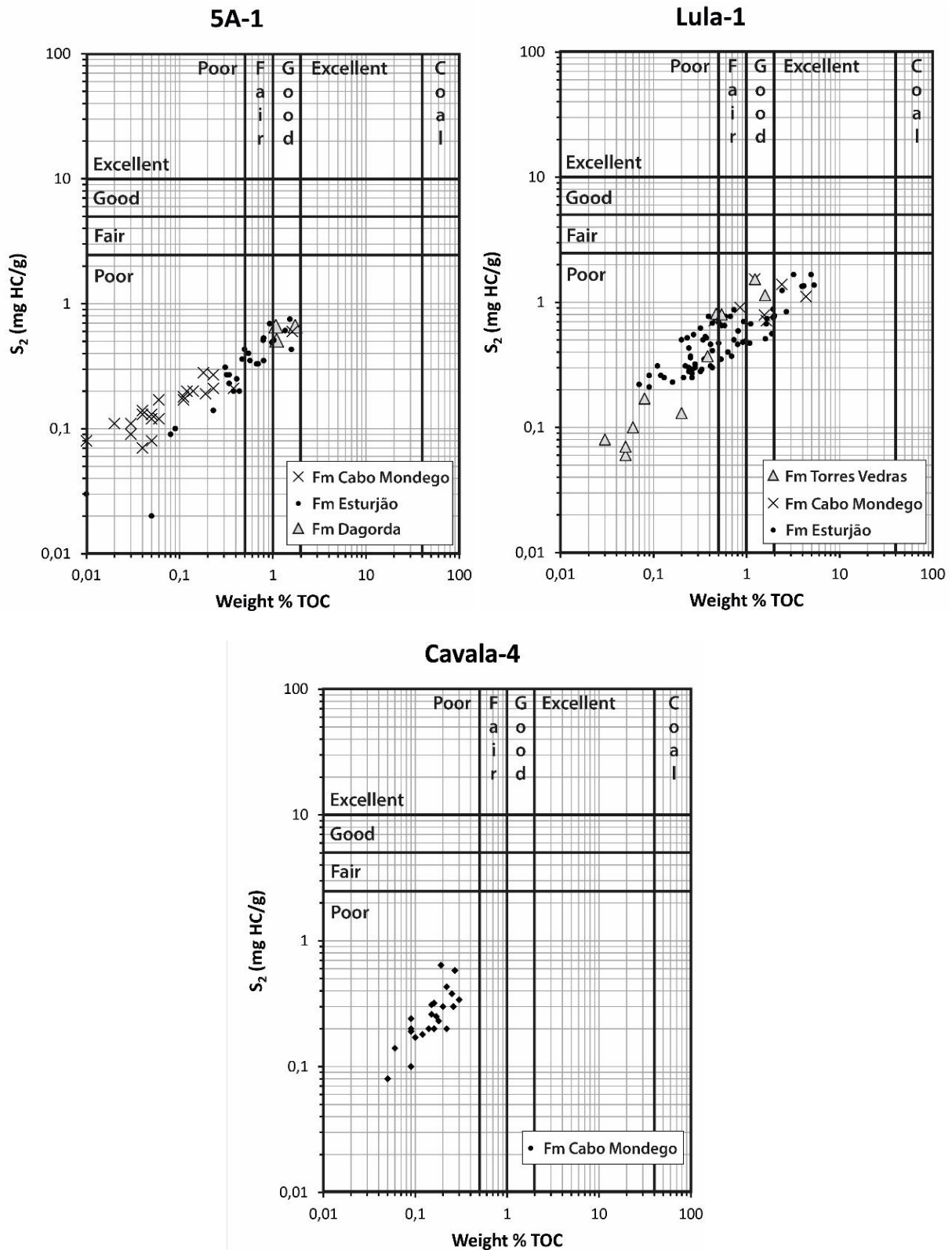


Figura 8.6 – Gráficos que mostram as populações com potencial gerador de cada amostra pertencente a uma determinada Formação, para os poços 5A-1, Lula-1 e Cavala-4, relacionando os valores de IH (pico S₂) e TOC (wt%)

A análise dos gráficos que relacionam os valores obtidos através do pico S2 e TOC evidenciam uma distribuição linear para cada conjunto de amostras pertencentes a uma dada Formação. Em geral, a maioria das amostras insere-se no campo de potencial gerador “Baixo” (“Poor”), o que equivale a uma combinação de baixos valores de TOC e baixos valores de S2 (quantidade de hidrocarbonetos gerados durante o *cracking* térmico de matéria orgânica não volátil). Um exemplo claro são os baixos indicadores pertencentes à Formação Cabo Mondego (Oxfordiano), no poço Cavala-4.

Contudo, nos poços 5A-1 e Lu-1 a distribuição da nuvem de pontos é mais alongada, permitindo considerar a existência de potencial gerador “Baixo”, mas com “Razoáveis” a “Bons” índices de riqueza em TOC, que no caso do poço Lu-1 chegam a atingir índices “Excelentes” para as Formações Esturjão e Cabo Mondego.

Na análise destes dados terá de ser levada em conta que algumas das amostras, em especial as pertencentes às Formações Dagorda, Esturjão e Cabo Mondego encontram-se na janela de maturação do óleo (assim como foi referido anteriormente na análise de T_{máx}). Segundo Magoon *et al.* (1994), que refere que ao longo da maturação térmica os valores de TOC e de hidrogénio (medido através do pico S2) são consumidos, pode-se considerar que o conteúdo em matéria orgânica original deverá ter sido maior do que actualmente se observa. Efectivamente, segundo os autores, se o querogénio for do tipo-III haverá uma redução de 12 a 20 wt% de TOC, e se for do tipo-II haverá até 50 wt% de redução ao longo da maturação.

Desta forma, se se tomar em conta que os tipos de querogénio destas amostras variam entre I, II e III, considera-se que as nuvens de pontos que se apresentam nos gráficos da Figura 8.6 podem estar subavaliadas. Estas corresponderão aos valores actuais de TOC e hidrogénio, sendo que os valores originais deverão estar ligeiramente deslocados no sentido linear. Esta mudança pode levar a considerar que as amostras que se encontram no campo do potencial gerador “Pobre” (com wt% “Razoável” a “Excelente”) deverão ser deslocadas positivamente (aumento até 50% do seu valor). Segundo esta lógica considera-se assim que, em geral, a riqueza de TOC ante-diagenética será “Boa” a “Excelente”, e o conteúdo em hidrogénio original (valores do pico S2) que mede o potencial gerador destas amostras será “Razoável”, e não apenas “Pobre” como se assinala nos gráficos anteriores.

CAPÍTULO IX

Modelação de Sistemas Petrolíferos

“(...) all models are approximations. Essentially, all models are wrong, but some are useful. However, the approximate nature of the model must always be borne in mind.”

George Box

9.1 Introdução

Neste capítulo apresentam-se os resultados obtidos através da modelação de sistemas petrolíferos, em vários pontos da área de estudo. Estes exercícios de modelação visam a avaliação do grau de maturação das duas rochas geradoras identificadas na área de estudo, bem como o seu *timing* de maturação, incluindo a taxa de transformação (*Transformation Ratio*). Este último resultado serviu para identificar o *timing* dos momentos críticos na carta de eventos de sistemas petrolíferos, que se apresenta mais à frente neste trabalho.

Para criar um modelo térmico consistente, que tivesse em conta as fases de rifte consideradas, teve que se produzir um modelo conceptual evolutivo da bacia, definindo parâmetros de entrada necessários para criar os modelos numéricos para cada ponto escolhido. Para isso, teve-se em conta os factores de estiramento crustal e a análise das curvas de subsidência, realizadas por Cunha (2008) em dois poços nesta área. A avaliação das fases de soerguimento e quantificação destes eventos erosivos foi igualmente tida em conta na calibração dos modelos finais.

A modelação foi realizada de uma forma simplista através do *software* PetroMod (v14 SP4 64-bit), desenvolvido pela *Integrated Exploration Systems* (IES/Schlumberger). Os princípios que regem as funcionalidades deste *software* podem ser consultados em Hantschal & Kauerauf (2009). A modelação dos poços e em locais pontuais na área de estudo foi realizada com a ferramenta 1D de modelação.

9.2 Modelos 1D

Estes modelos foram realizados no poço Lu-1, onde existia informação suficiente de índole estratigráfica, e onde haviam dados suficientes para calibrar o modelo térmico teórico que o *software* produz. De seguida, após escolher o modelo térmico que melhor se ajustou aos dados calibrados, seleccionou-se vários pontos dispersos ao longo dos locais com maior espessura sedimentar, e sempre ao longo de linhas sísmicas de modo a ter melhor controlo sobre os horizontes sísmicos marcados (Figura 9.1). Estes locais escolhidos tiveram em conta a presença especulativa nas linhas sísmicas de pelo menos uma das duas rochas geradoras conhecidas (níveis geradores do início do Jurássico Inferior e início do Jurássico Superior).

Tabela 9.1 – Quadro com as coordenadas de cada pseudo-poço modelado (1D)

Pseudo-Poço	Coordenadas		Segmento de Estudo
	X	Y	
PW1	483446	4621850	Bacia do Porto
PW2	495799	4602659	Bacia do Porto
PW3	457461	4605625	Sector Norte
PW4	437573	4581831	Sector Norte

Pseudo-Poço	Coordenadas		Segmento de Estudo
	X	Y	
PW5	454035	4581409	Sector Norte
PW6	439310	4565302	Sector Norte
PW7	463193	4573127	Sector Norte
PW8	475193	4574122	Sector Norte
PW9	460225	4551320	Sector Sul
PW10	418977	4534191	Sector Sul
PW11	447449	4535942	Sector Sul
PW12	436389	4525377	Sector Sul
PW13	417290	4521208	Sector Sul
PW14	423926	4521671	Sector Sul
PW15	450039	4521335	Sector Sul

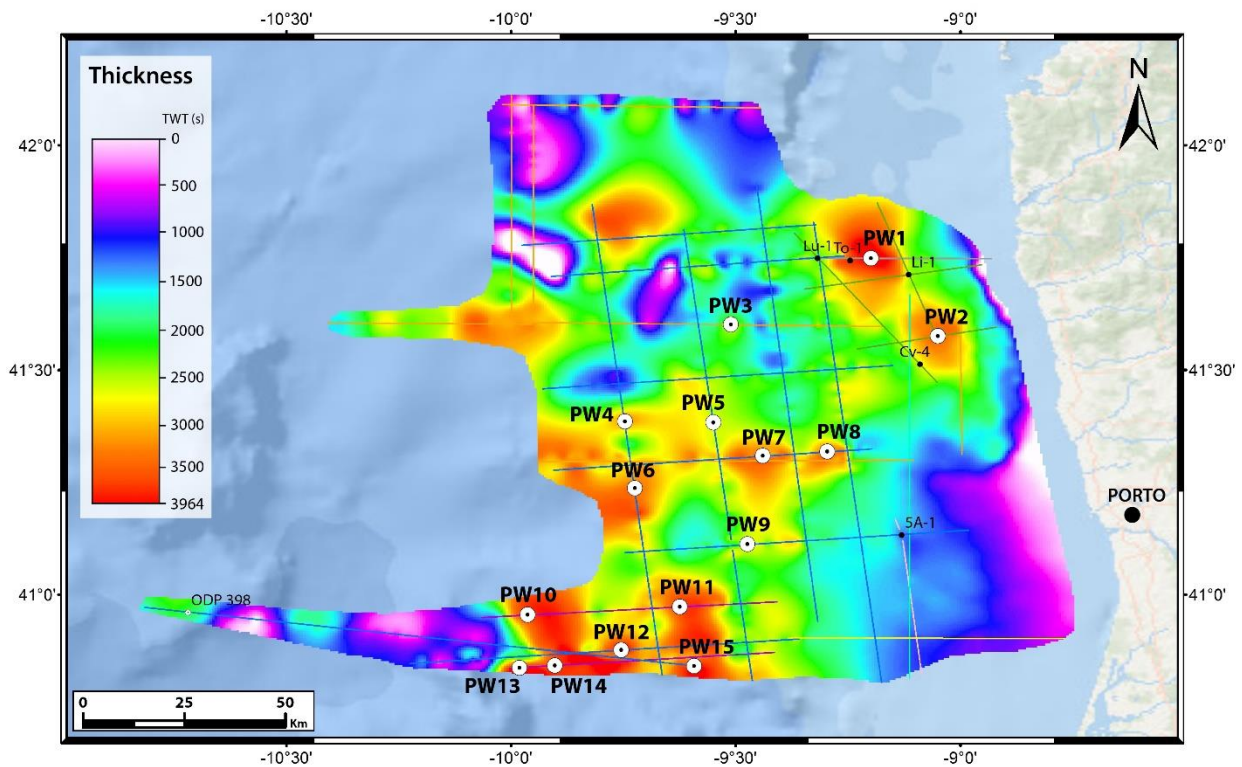


Figura 9.1 – Localização dos pseudo-poços seleccionados para a realização de exercícios de modelação térmica, com base no mapa de isopacas (TWT) da sequência deposicional Meso-Cenozóica total da área de estudo

Na prática, os dados de entrada de índole estratigráfica inseridos no *software* são o topo e base das formações existentes, sua litologia genérica, bem como a idade de início e fim de deposição, e ainda o início / fim dos principais eventos erosivos e espessuras correspondentes.

Em baixo apresenta-se o exemplo da tabela de entrada realizada no poço Lu-1. Neste poço considerou-se a sequência litostratigráfica identificada, bem como a individualização do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1), na base da Formação Esturjão.

Tabela 9.2 – Quadro com os dados de entrada do poço Lula-1 (U1a – Formação Silves; U1b – Formação de Dagorda; U2 – Formação Esturjão; U3 – Formação Cabo Mondego, Alcobaça, Linguado; U4 – Formação Torres Vedras; U5 – Formação Cacém; U6 – Formação Gândara, Carapau, Dourada; U7 – Terciário indiferenciado; SR1 – Intervalo gerador do Jurássico Inferior)

Formação	Topo (m)	Base (m)	Espessura (m)	Início (Ma)	Fim (Ma)	Litologia
U7	293	393	100	70,6	20	<i>Dolomite (typical)</i>
U6	393	785	392	88,6	70,6	<i>Marl</i>
U5	785	1105	320	93,6	88,6	<i>Dolomite (typical)</i>
U4 (a+b)	1105	2710	1605	145	99,6	<i>Sandstone (typical)</i>
U3	2710	2905	195	160	145	<i>Limestone (shaly)</i>
U2	2905	3770	865	183	163	<i>Limestone (shaly)</i>
SR1	3770	3820	50	196	183	<i>Shale (organic rich)</i>
U1b	3820	3898	78	203	196	<i>Anhydrite</i>
U1a	3898	4040	142	216	203	<i>Conglomerate (typical)</i>

Os eventos erosivos foram ponderados tendo em conta o conhecimento litostratigráfico prévio, a evolução deste sector ocidental português, em particular na Bacia do Porto, e as suas relações geodinâmicas conhecidas com as bacias vizinhas (ex: Bacia Lusitânica).

Assim, foram considerados dois eventos de soerguimento e erosão, que condicionam os modelos térmicos. O primeiro dá-se na passagem do Caloviano para o Oxfordiano, com levantamento de grande parte da margem e erosão. Este evento está bem caracterizado na Bacia Lusitânica, tendo-se avaliado a idade entre 163 a 160 Ma. O segundo evento considerado está associado à fase de inversão tectónica regional cenozóica, que neste trabalho seguiu a informação segundo o trabalho de Alves *et al.* (2003), que caracterizou de forma detalhada as etapas de subsidência e o impacto nos sistemas deposicionais deste sector Norte da margem. Assim, considerou-se um intervalo erosivo generalizado entre os 20 e os 11 Ma, durante a fase de compressão Bética. Neste estudo foi difícil avaliar o soerguimento e erosão da margem durante a fase de compressão Pirenaica, que pode ou não ter ocorrido, embora sem grande impacto na sedimentação dada a presença no registo sedimentar da Formação Espadarte neste período Paleogénico.

Os últimos dados de entrada correspondem às propriedades geoquímicas dos intervalos com potencial gerador, nomeadamente os valores de TOC, IH, e cinética.

9.3 Condições-Fronteira

Foi necessário configurar as condições-fronteira dos modelos, de modo a recriar a evolução térmica e o histórico de subsidência da bacia. Os parâmetros mais importantes a definir para reconstituir a evolução térmica da bacia são o fluxo de calor basal, definido a partir das diferentes fases de rifte e períodos de quiescência térmica, e ainda a temperatura de interface água-sedimento.

9.3.1 Fluxo de Calor (HF)

Para a modelação de bacias foi preciso ter em linha de conta os modelos de estiramento crustais, referidos anteriormente nos Capítulos II e III. O modelo amplamente aceite para realizar estes exercícios é o de McKenzie (1978), e que serve para analisar a evolução do fluxo de calor de uma bacia. No *software* existe uma ferramenta que adopta o modelo teórico de McKenzie, calculando o fluxo de calor durante o estiramento crustal a partir da atribuição de um valor de factor de estiramento (β) crustal e mantélico (γ), sendo esta uma evolução do modelo original de McKenzie, denominada por Baur *et al.* (2010) como “abordagem avançada de McKenzie”.

A produção radiogénica de calor através dos sedimentos está discriminada a partir das várias litologias atribuídas. Ainda que nalguns casos as formações apresentem litologias mistas, estas foram definidas genericamente a partir da análise dos relatórios de poço. Para a construção do modelo térmico, foram considerados três eventos de rifte, um no final do Triásico Superior, outro no Jurássico Superior, e um último no Cretácico Inferior. O *timing* destes eventos foi comparado com as curvas de subsidência tectónica (por *backstripping*) dos poços Lu-1 e 5A-1 de Cunha (2008) (Figura 9.2).

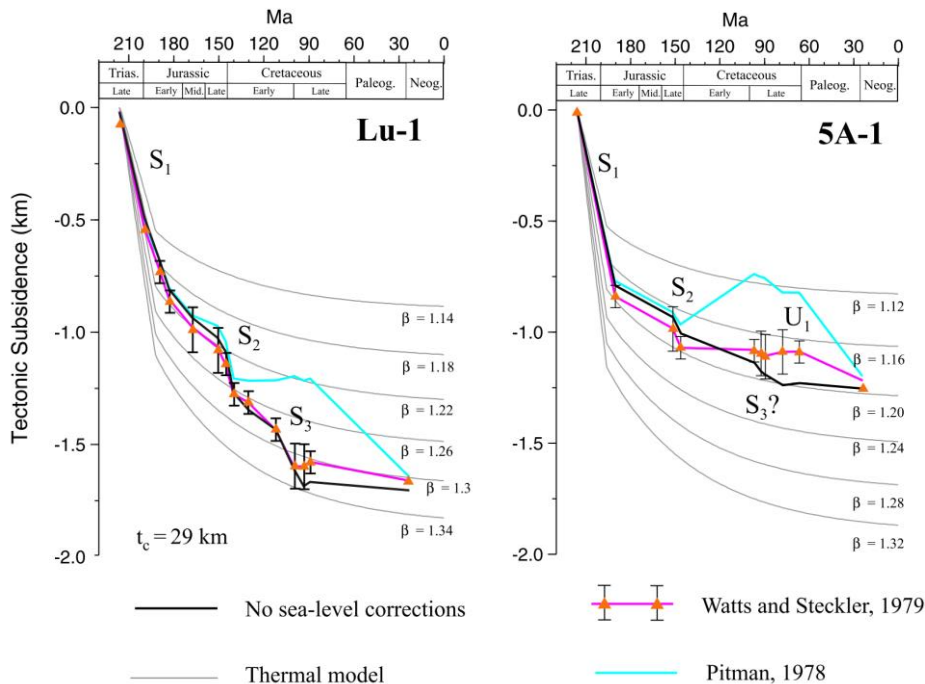


Figura 9.2 – Gráficos de resultados do backstripping de poços na Bacia do Porto (retirado de Cunha, 2008). As curvas de subsidência tectónica a preto não contabiliza as correcções eustáticas; tem em conta a variação do n.m.m segundo Pitman (1978), a azul, e segundo Watts & Steckler (1979), a rosa (S1, S2, S3 – eventos de subsidência; U1 – eventos de upflit)

As variações das curvas nestes dois poços (no centro e no flanco sul da Bacia do Porto) entre o Jurássico Inferior e o Cretácico Superior sugerem mais uma vez que a movimentação transtensiva NNW-SSE a NW-SE ao longo da falha Porto-Tomar terá sido o principal factor diferenciador de subsidência. As curvas de subsidência tectónica no Jurássico Inferior e Médio indicam pouca subsidência (ou *uplift* ligeiro da margem), o que é consistente com as curvas de subsidência clássicas de Stapel *et al.* (1996) para a Bacia Lusitânica. No período de maior subsidência tectónica, do Jurássico Superior ao Cretácico Inferior, esta interpretação é ainda reforçada pela presença de progradações de sul para norte, como se observa na sísmica (*in* Cunha, 2008).

O levantamento ligeiro que se observa no final da curva de subsidência do poço 5A-1 foi interpretado por Cunha (2008) como tendo sido causado por migração de sal da Formação de Dagorda para o flanco da bacia no Cretácico terminal, provavelmente promovida pela primeira fase compressiva pré-Pirenaica, com a rotação sinistrogira da Península Ibérica.

Já os depósitos neogénicos não foram identificados em nenhum dos poços, o que sugere que a plataforma continental onde se localiza a Bacia do Porto terá sido ligeiramente soerguida e erodida durante a fase de compressão cenozóica.

De forma a estimar os factores de estiramento crustal, Cunha (2008) propôs igualmente a formalização de dois modelos que traduzissem o carácter multifásico *rifting* continental, característico da evolução das bacias da MOI (Figura 9.3).

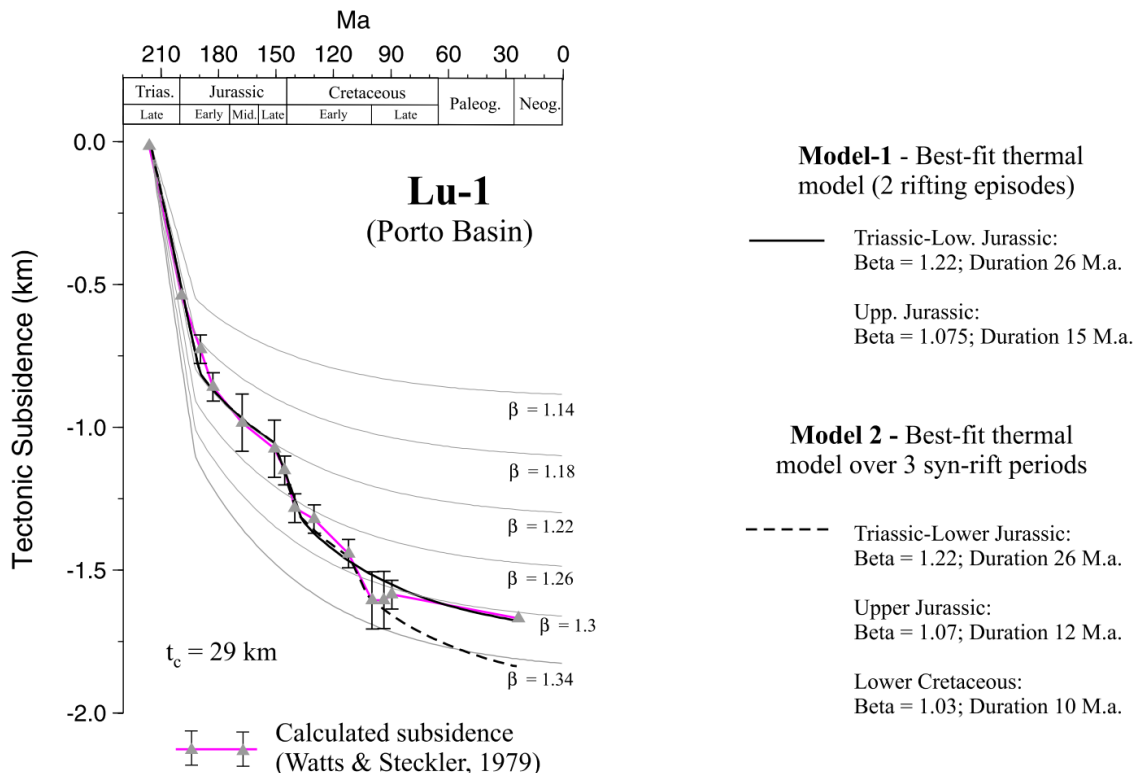


Figura 9.3 – Gráfico que apresenta a curva de subsidência tectónica calculada por *backstripping* do poço Lu-1 (próximo do depocentro da Bacia do Porto). Os dois modelos contemplam o *rifting* com dois episódios (traço a cheio) e com três episódios (a tracejado), com a duração e factores de estiramento dos mesmos ($t_c = 29 \text{ km}$)

Na Bacia do Porto, considerou-se um valor inicial de estiramento baixo ($\beta = 1,18$) no poço 5A-1, em comparação com o que foi atribuído ao poço Lu-1 ($\beta = 1,22$). Esta diferença de factores de estiramento pode ser justificada pela deformação NNW-SSE a NW-SE transtensiva da falha Porto-Tomar (e falhas subparalelas a esta), ao longo da evolução da margem. Contudo, uma hipótese plausível para os baixos valores de β pode ser o facto de estes poços terem sido realizados em altos estruturais, e daí os factores de estiramento terem sido influenciados pelos movimentos verticais entre o bloco de apoio e o bloco suspenso ao longo da extensão crustal (Cunha, 2008).

Os factores de estiramento estimados por este autor no segundo evento de rifte na Bacia do Porto (Jurássico Superior) é igualmente baixo ($\beta = 1,07$). Comparando com a coluna estratigráfica dos outros poços da MOI pode-se sugerir que este evento se possa propagar para norte ao longo da margem, para os últimos estádios de *rifting* e *breakup* continental no Cretácico.

Os factores de estiramento e os restantes parâmetros crustais foram igualmente obtidos a partir dos pressupostos de Cunha (2008), apresentando-se na Tabela 9.3.

Tabela 9.3 – Parametrização do modelo térmico (adaptado de Cunha, 2008)

Parâmetro	Símbolo	Valor
Espessura Litosfera Inicial	hl	125 km
Espessura Crosta Inicial	hc	31 km
Densidade manto (0° C)	ρ_m	3330 kg.cm ⁻³
Densidade água	ρ_w	1030 kg.cm ⁻³
Densidade média sedimentos	ρ_s	2230 kg.cm ⁻³
Densidade crosta continental a 0°C	ρ_{c0}	2780 kg.cm ⁻³
Coefficiente de expansão térmica	α	3.1 x 10 ⁻⁵ K ⁻¹
Temperatura astenosfera	T_a	1333°C

Estes foram introduzidos no *software* PetroMod de modo a calcular um modelo térmico teórico. O *software* produz por defeito um modelo com apenas um pico de calor entre as idades iniciais consideradas, neste caso correspondendo ao primeiro evento de rifte, entre os 216 e os 190 Ma. Contudo, de forma a contabilizar todas as fases de rifte introduziu-se manualmente os dois picos de calor não considerados no modelo inicial, ou seja, correspondentes entre 163 – 153 Ma (Rifte II-a) e 140 – 130 Ma (Rifte II-b), como indicado na Figura 9.4.

O *timing* e duração dos eventos de rifte foram os considerados por Cunha (2008), segundo o modelo térmico de melhor ajuste no poço Lula-1. As unidades consideradas na construção da curva de Fluxo de Calor tiveram em conta os valores teóricos que existem por definição no *software*, mas sobretudo o gráfico de Fluxo de Calor idealizado por Teixeira (2012) para a Bacia Lusitânica, juntamente com os resultados obtidos através

do *backstripping* dos poços da Bacia do Porto e os parâmetros de modelo térmico sugeridos por Cunha (2008).

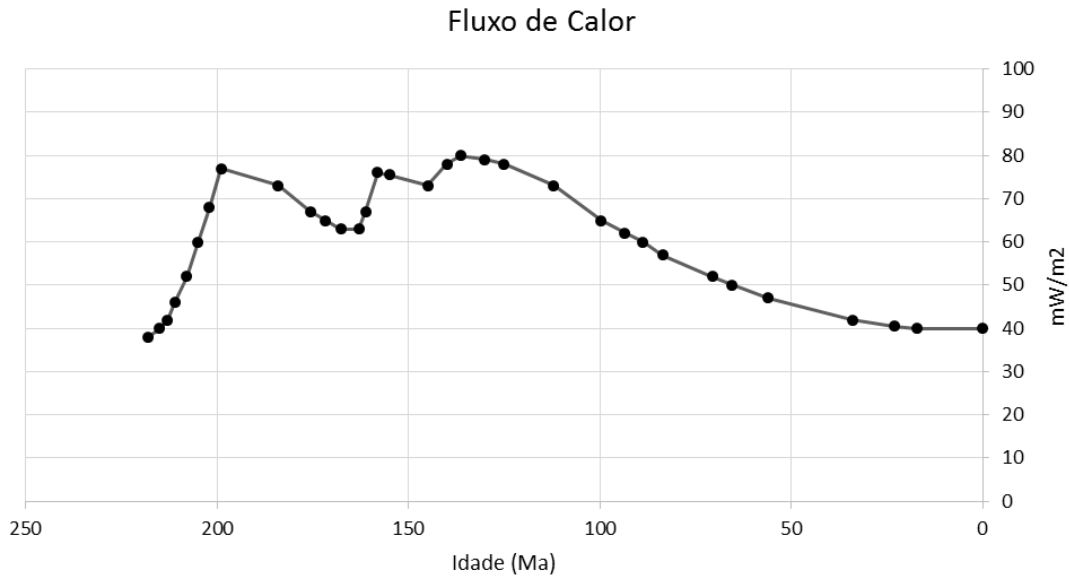


Figura 9.4 – Fluxo de Calor adoptado para a evolução térmica da Bacia do Porto, com três fases de rifte consideradas (Triásico Superior, Jurássico Superior, e Cretácico Inferior)

A curva que se apresenta é o resultado final da calibração com os valores de reflectância da vitrinite, sendo a que se melhor ajustou a estes indicadores de maturação térmica, como se apresentará à frente neste capítulo.

A curva térmica produzida entra em conta com apenas uma fase de rifte no Triásico Superior, com duração de 26 Ma, à qual se segue um período de franca quiescência térmica, com decréscimo exponencial da curva durante o Jurássico Inferior a Médio. Durante o Jurássico Superior há um novo pico de rifte, desta vez mais pronunciado e com duração de 12 Ma, que justifica o maior declive imposto à curva térmica. Segue-se então um ligeiro período de acalmia no final do Jurássico Superior, voltando a considerar-se um novo pico de rifte entre o Berriasiano (?) e Valanginiano, que durará cerca de 10 Ma. Após este último evento de rifte há um decréscimo gradual do fluxo de calor até ao evento de *breakup* continental no Aptiano – Albiano, a partir do qual se estabelece a margem passiva definitiva, com relaxamento térmico regional e diminuição exponencial do fluxo de calor.

9.3.2 Paleobatimetria (Paleo-water depth – PWD)

A paleobatimetria é outro dos parâmetros de fronteira que se terá que definir no *software* PetroMod. Esta variação ao longo do tempo terá algum efeito quanto ao *timing* de maturação dos intervalos geradores identificados. De forma a definir a paleobatimetria ao longo da evolução da bacia, teve-se em conta o ambiente deposicional de cada sequência litostratigráfica. A cada uma destas sequências atribuiu-se um valor de profundidade teórico (Figura 9.5).

Os ambientes deposicionais das formações foram determinados a partir da análise de associações de fósseis e análise paleoambiental em poço, e revistos pelo GPEP (1986), definindo a variação da coluna de água entre 0 e 200 m, e ambientes fluvio-lacustrinos a de plataforma continental profunda. Esta variação paleoambiental foi definida por Cunha (2008), apresentando-se na figura seguinte, juntamente com a variação batimétrica geral assumida para a área de estudo:

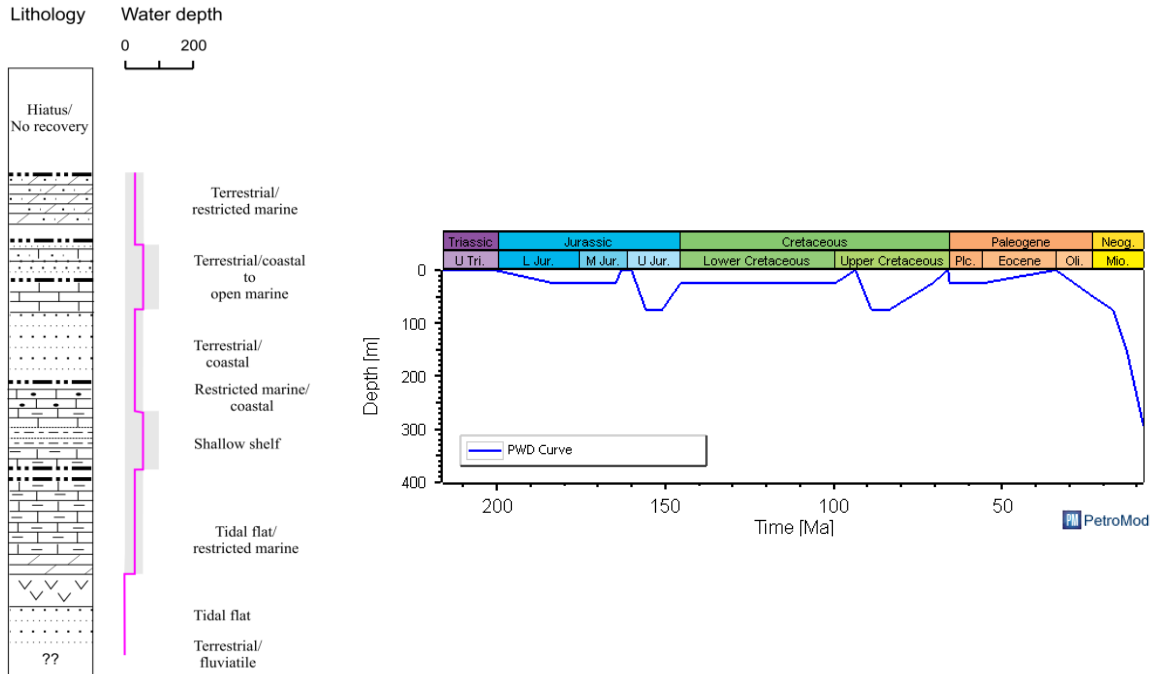


Figura 9.5 – Ambientes deposicionais da Bacia do Porto (adaptado de Cunha, 2008), e o gráfico com a variação paleobatimétrica considerada neste trabalho (exemplo do poço Lu-1)

9.3.3 Temperatura de Interface Água-Sedimento (Surface-Water Interface Temperature – SWIT)

Este parâmetro tem influência no fluxo de calor teórico ao longo da evolução numa bacia. O *software* PetroMod tem uma ferramenta com a qual se pode determinar automaticamente a variação de temperatura na base de cada unidade, através da uma base de dados de paleolatitudes (Wygrala, 1989). Para tal, foi necessário indicar o hemisfério (Norte), o continente (Europa) e a latitude (41°), de forma a reproduzir o gráfico de variação de temperatura de interface água-sedimento, tendo em conta igualmente a paleobatimetria definida anteriormente.

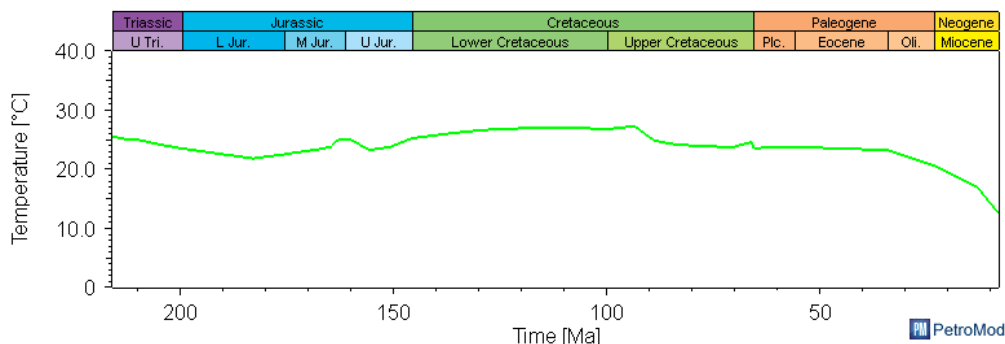


Figura 9.6 – Variação da temperatura de interface água-sedimento (SWIT), tendo como referência a paleobatimetria definida para o exemplo do poço Lu-1

9.4 Geoquímica Orgânica

Como referido anteriormente, associado a cada intervalo gerador estão os parâmetros de geoquímica orgânica TOC (wt%), IH (mgHC/gTOC) e a cinética do querogénio. Este último parâmetro foi criado por Pepper & Corvi (1995), tendo sido bem caracterizado em vários trabalhos, entre os quais o de Teixeira (2012), que contempla exercícios de modelação térmica para os poços da Bacia Lusitânica.

Este parâmetro consiste em modelos cinéticos, baseados nos diferentes tipos de organofácies existentes, determinados consoante o ambiente deposicional e litofácies das rochas geradoras, e para situações em que a incerteza quanto ao tipo de modelo a utilizar é elevada. Assim, tal como proposto por Tissot *et al.* (1974), os autores definem a individualização do carbono orgânico em gerador de óleo (I), óleo e gás (II), gás (III), e inerte (IV).

Os parâmetros de TOC e IH que caracterizam cada nível gerador foram analisados a partir da interpretação dos dados de geoquímica orgânica, e determinados pela média de valores (*vide* Capítulo VIII).

No caso dos dois intervalos geradores considerados neste trabalho, foram utilizados por defeito os seguintes valores de geoquímica orgânica:

Tabela 9.4 – Quadro que mostra as os parâmetros TOC e IH dos dois intervalos geradores considerados, bem como o tipo de cinética de querogénio correspondente

Designação	Idade	TOC (wt%)	IH (mgHC/gTOC)	Cinética
SR2	Oxfordiano	2,80	361	III
SR1	Sinemuriano – Pliensbaquiano	1,36	382	II

9.5 Calibração Térmica

Após obter o resultado inicial do modelo de maturação teórico produzido pelo *software* PetroMod, houve necessidade de reduzir as incertezas em relação ao modelo térmico (Fluxo de Calor) adoptado, bem como a espessura de sedimentos erodidos nos eventos erosivos considerados.

Para isso, recorreu-se à calibração dos modelos através dos únicos dados laboratoriais disponíveis a partir do relatório BEICIP (1996), nomeadamente dados de reflectância de vitrinite (Ro %) para o poço de referência Lula-1. Os dados de reflectância da vitrinite disponíveis nos poços 5A-1 e Cavala-4 não foram suficientes para auxiliarem a calibração do modelo de maturação, pelo que se utilizou apenas os valores do poço Lula-1. A curva de maturação Ro (%) teórica foi obtida no PetroMod, baseando no modelo segundo Sweeney & Burnham (1990), e foi comparada com os dados laboratoriais de reflectância de vitrinite ao longo deste poço.

O ajuste entre a curva teórica de maturação e os valores de Ro (%) foi feito através da ligeira variação dos picos térmicos associados a cada evento de rifte, bem como do aumento da espessura de sedimentos erodidos, particularmente no principal evento erosivo de âmbito regional identificado na passagem do Caloviano para o Oxfordiano, como se irá demonstrar.

De seguida, apresenta-se o gráfico com os valores de reflectância de vitrinite (mínimos, médios e máximos) medidos ao longo do poço Lula-1, com a curva de maturação obtida no *software* PetroMod, segundo Sweeney & Burnham, e a provável curva de maturação real, ajustada com os valores de reflectância da vitrinite (Figura 9.7).

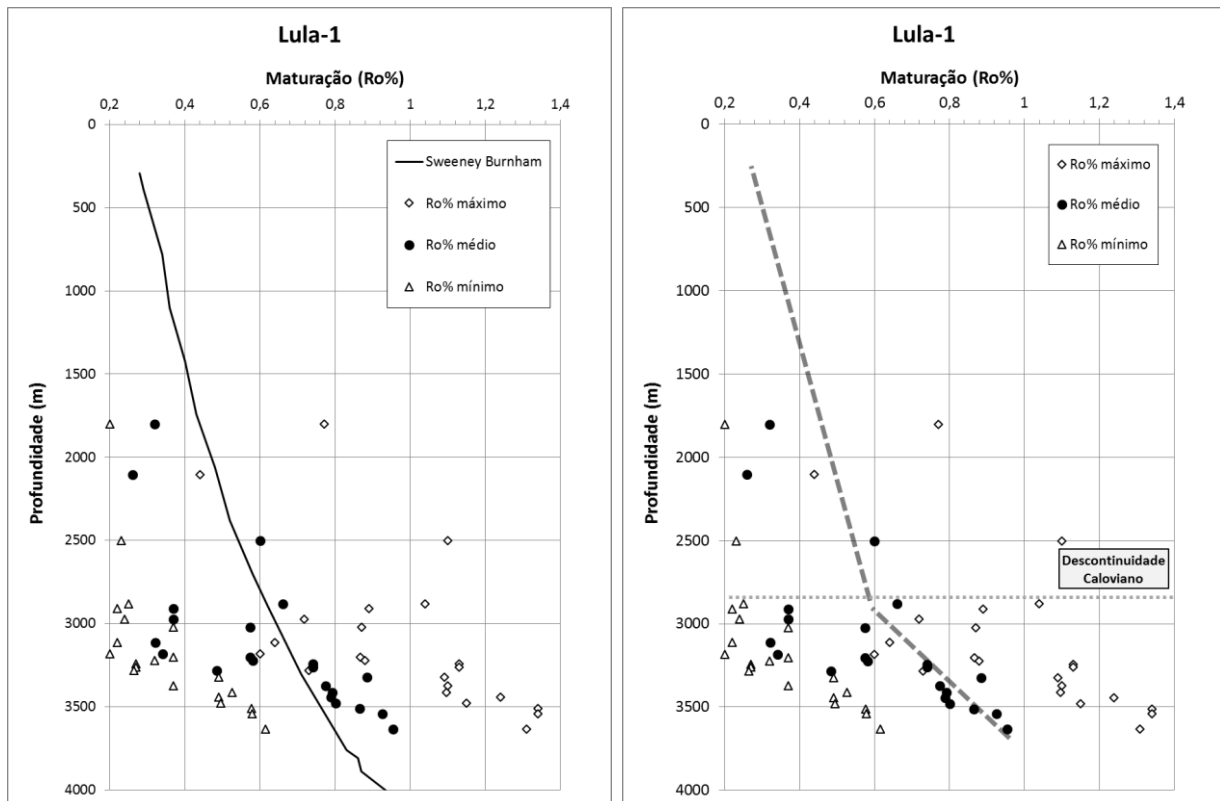


Figura 9.7 – Calibração do modelo de maturação (PetroMod) para o poço Lula-1, a partir do ajuste da curva de maturação de Sweeney & Burnham aos valores de reflectância da vitrinite (valores mínimos, médios e máximos). A curva de maturação representativa do modelo térmico utilizado está indicada a tracejado

No gráfico anterior observam-se os valores mínimos, médios e máximos de reflectância de vitrinite utilizados para calibrar o modelo de maturação conceptual produzido inicialmente pelo *software*, que corresponde à recta “Sweeney & Burnham”. Está igualmente representado a tracejado o perfil de maturação uqe mais se assemelha ao modelo térmico utilizado.

O primeiro modelo produzido não reflecte, naturalmente, os níveis de maturação desejáveis, estando um pouco abaixo do perfil esperado. Este perfil foi, então, modificado por tentativa e erro, ajustando inicialmente os valores do modelo térmico, e aumentando a espessura de sedimentos erodida no principal evento erosivo de nível regional, que se encontra marcado no gráfico aos 2900 m. Neste evento, que equivale ao soerguimento e

erosão entre o Caloviano (Jurássico Médio) e o Oxfordiano (Jurássico Superior), estimou-se uma espessura total de sedimentos em falta entre 300 m e 500 m.

O segundo evento erosivo identificado não teve impacto na maturação, já que corresponde ao momento terminal da evolução da bacia. Este deu-se ao longo do Cenozóico, influenciado pelas duas principais fases de compressão Alpina (fases Pirenaica e Bética). Aqui, utilizando um método de tentativa e erro, e tendo em conta o entendimento da evolução e geodinâmica deste troço da margem (Alves *et al.*, 2003), assumiu-se a espessura de 150 m de perda sedimentar, ao longo das fases de soerguimento local ocorridas durante o Miocénico.

9.6 Resultados da Modelação 1D

Neste subcapítulo apresentam-se os resultados obtidos da modelação dos poços e pseudo-poços na área de estudo, obtidos através do *software* PedroMod. Os gráficos que se seguem mostram a evolução da subsidência em cada ponto escolhido, bem como as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990). Apresenta-se ainda, para cada ponto escolhido, um modelo que mostra a evolução da Taxa de Transformação de uma dada rocha geradora ao longo do tempo. Este último modelo mostra a transformação quantitativa da matéria orgânica original da rocha geradora, baseado nas suas características originais de riqueza de TOC e Índice de Hidrogénio. É a partir da análise deste parâmetro que se identifica o *timing* do “Momento Crítico”, correspondendo ao instante em que uma determinada rocha geradora produz 50% (TR-all = 50%) de hidrocarbonetos a partir da conversão do querogénio.

Considerando os poços existentes na Bacia do Porto, apenas foi realizada modelação no poço Lula-1. Este poço foi tido como referência na extrapolação para os restantes pontos escolhidos na área a modelar. Os parâmetros que estabelecem as condições-fronteira, bem como os restantes valores assumidos para as espessuras em falta dos eventos erosivos foram igualmente baseados na informação existente neste poço. O facto de a calibração do modelo térmico ter sido feita com base nos valores de reflectância da vitrinite deste poço foi igualmente uma das razões pelas quais se deu maior importância a este e não, por exemplo, ao poço 5A-1. Este, apesar de apresentar toda a sequência litostratigráfica da Bacia do Porto, não exhibe os níveis geradores presentes no poço Lula-1, e os valores reais disponíveis de reflectância da vitrinite não foram suficientes para ajustar a curva de maturação teórica.

O maior grau de incerteza na margem proximal externa levou a considerar parâmetros de condições-fronteira semelhantes aos assumidos nos pseudo-poços localizados na plataforma continental. Desta forma, assumiu-se que a evolução dos eventos de rifte terá sido semelhante em toda a área, apesar de se ter considerado um ligeiro acréscimo nos factores de estiramento e nos valores de Fluxo de Calor correspondentes à segunda e terceira fase de *rifting*, por se considerar que nesta zona mais profunda a crosta continental estará ligeiramente mais estirada, promovendo maior rotação de blocos de soco, pelo menos até à zona onde surgem os altos estruturais (ex: Monte Submarino do Porto). Ainda assim, o aumento dos valores correspondentes ao

clímax de rifte não influenciou os resultados da modelação nos pontos seleccionados nesta área.

Na quantificação do evento erosivo na passagem Caloviano – Oxfordiano assumiu-se um valor de 300 m na área de *offshore* profundo, e não de 500 m, como na plataforma continental. A maior distância à falha Porto-Tomar, estrutura que controlou fortemente a subsidência da Bacia do Porto, foi a principal razão pela qual se considerou um menor valor de sedimentação negativa.

As janelas de maturação de hidrocarbonetos foram definidas pelo modelo Easy %Ro de Sweeney & Burnham (1990). Estas correspondem a um gradiente de côres, variando entre imaturo (< 0,5 %Ro, azul), janela de hidrocarbonetos pesados (0,5 – 0,7 %Ro, verde-escuro), janela principal de óleo (0,7 – 1 %Ro, verde-intermédio), janela de hidrocarbonetos leves (1 – 1,3 %Ro, verde-claro), janela de gás húmido (1,3 – 2 %Ro, vermelho), janela de gás seco (2 – 4 %Ro, laranja) e sobrematuro (> 4 %Ro, amarelo).

Nos seguintes modelos considera-se as seguintes designações: U1 – Formação de Silves & Formação de Dagorda; U2 – Formação Esturjão; U3 – Formação Cabo Mondego, Alcobaça, Linguado; U4 – Formação Torres Vedras; U5 – Formação Cacém; U6 – Fm Gândara, Carapau, Dourada; U7 – Formação Espadarte + Terciário indiferenciado.

9.6.1 Poço Lula-1

Os resultados do modelo de maturação deste poço apresentam-se nas figuras seguintes. Aqui, considerou-se apenas o intervalos gerador do Jurássico Inferior (SR1), identificado no relatório de poço.

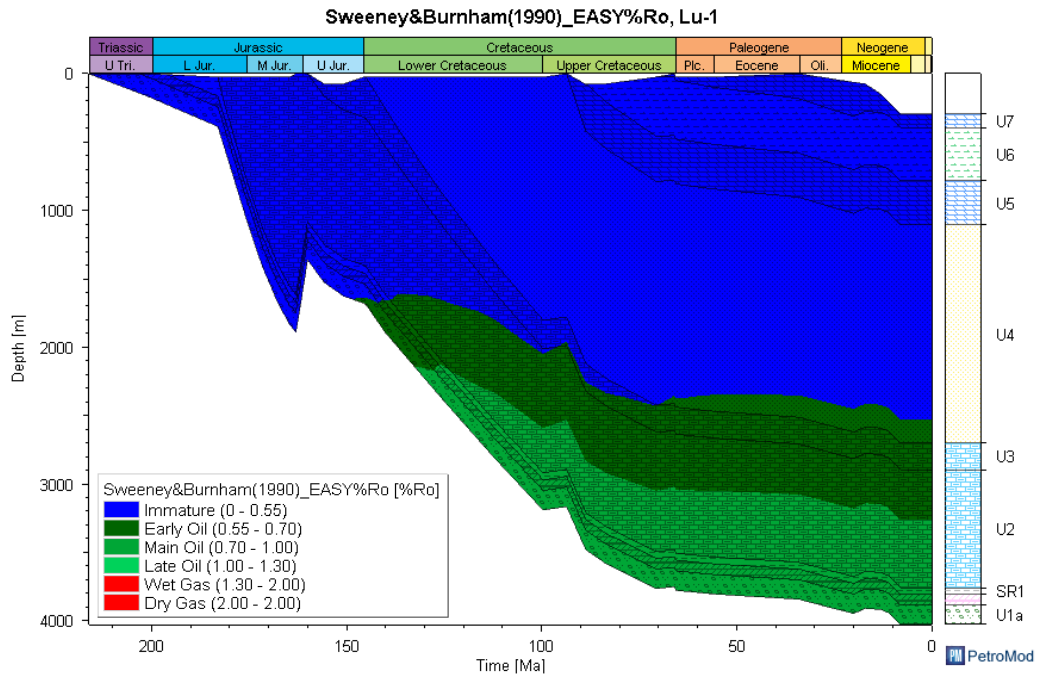


Figura 9.8 – Modelo de subsidência do poço Lula-1, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990) (SR1 – intervalo gerador do Jurássico Inferior)

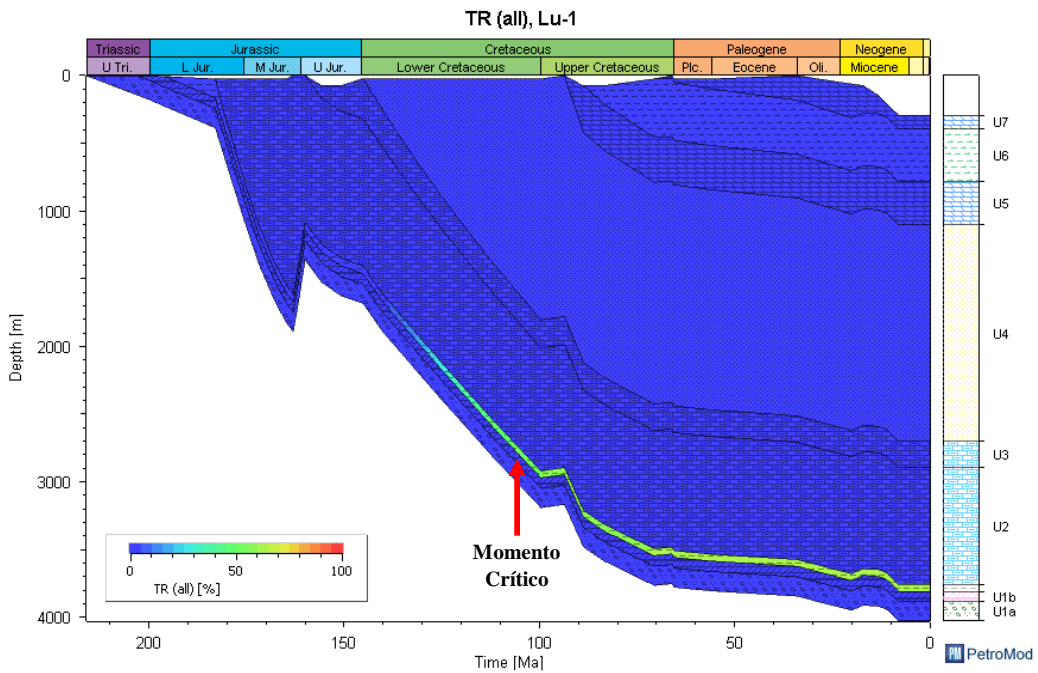


Figura 9.9 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no poço Lula-1, e a indicação do Momento Crítico do mesmo intervalo

9.6.2 Pseudo-Poço 1 (depocentro da Bacia do Porto)

De forma a aferir o potencial gerador no ponto onde se considerou a espessura máxima de sedimentos na Bacia do Porto, apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica. Aqui, foram considerados os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

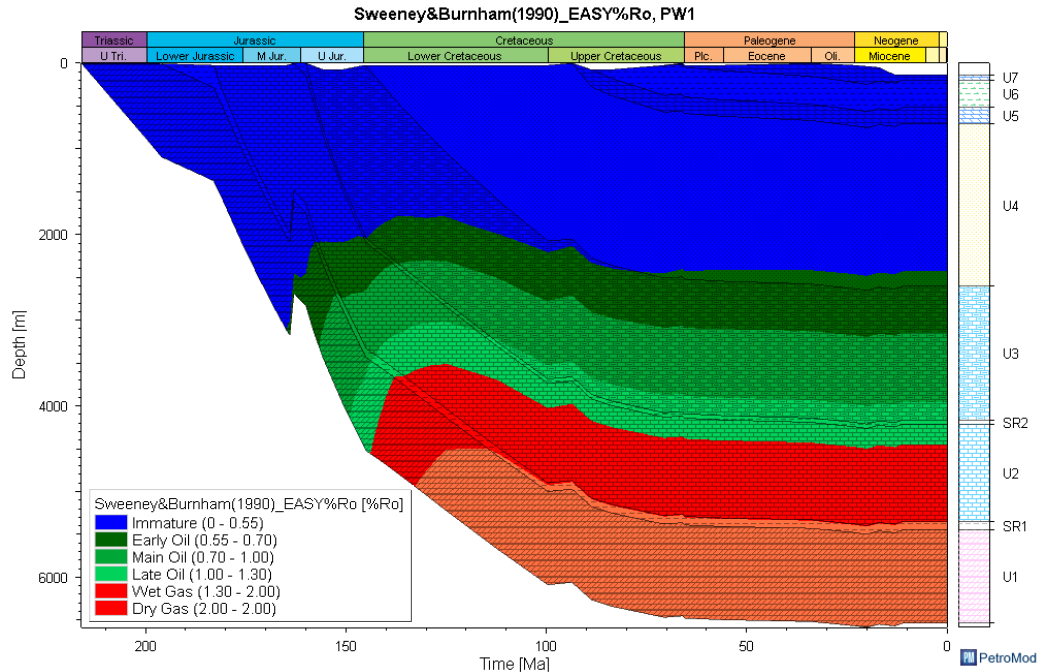


Figura 9.10 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW1, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

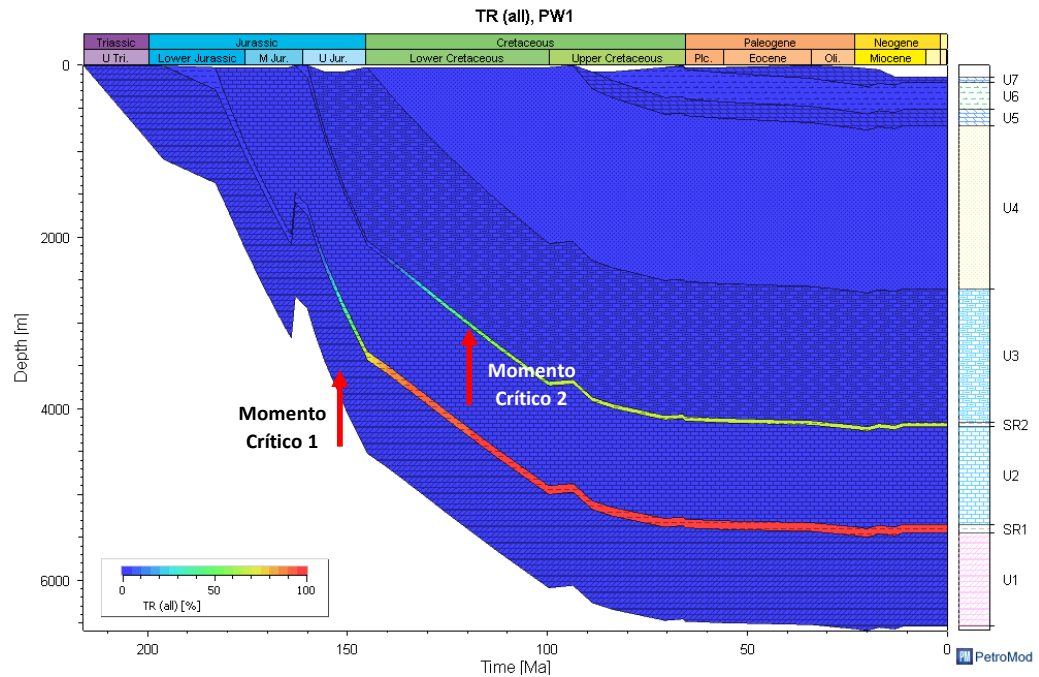


Figura 9.11 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) e do Jurássico Superior (SR2) no pseudo-poço PW1, e a indicação dos Momentos Críticos dos dois intervalos geradores

9.6.3 Pseudo-Poço 2

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW2. Aqui, foram considerados os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

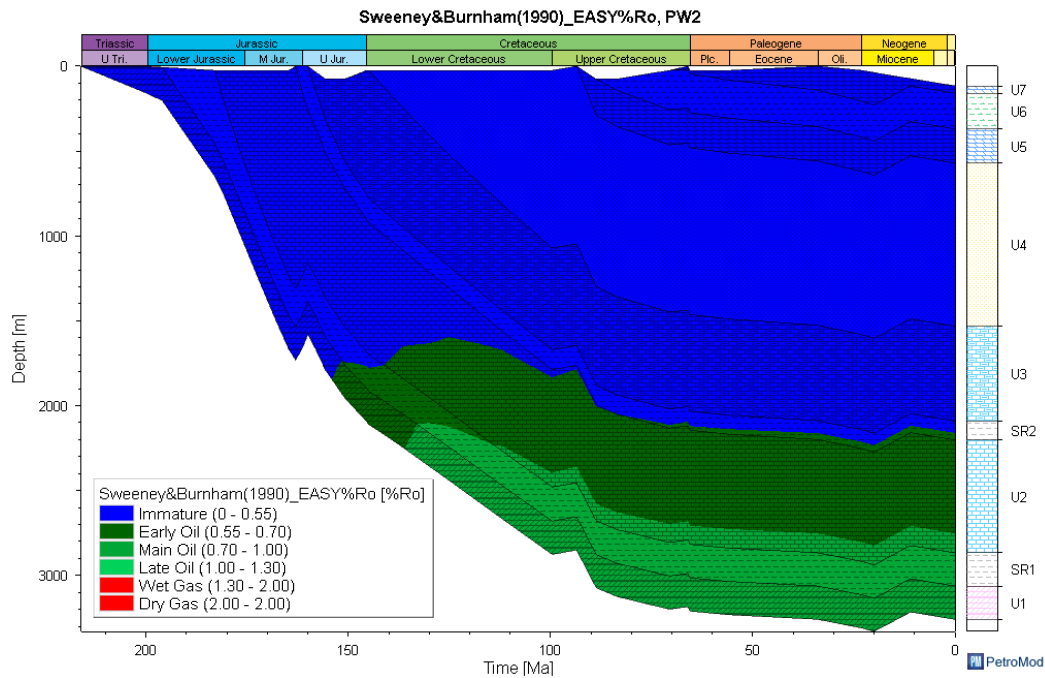


Figura 9.12 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW2, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

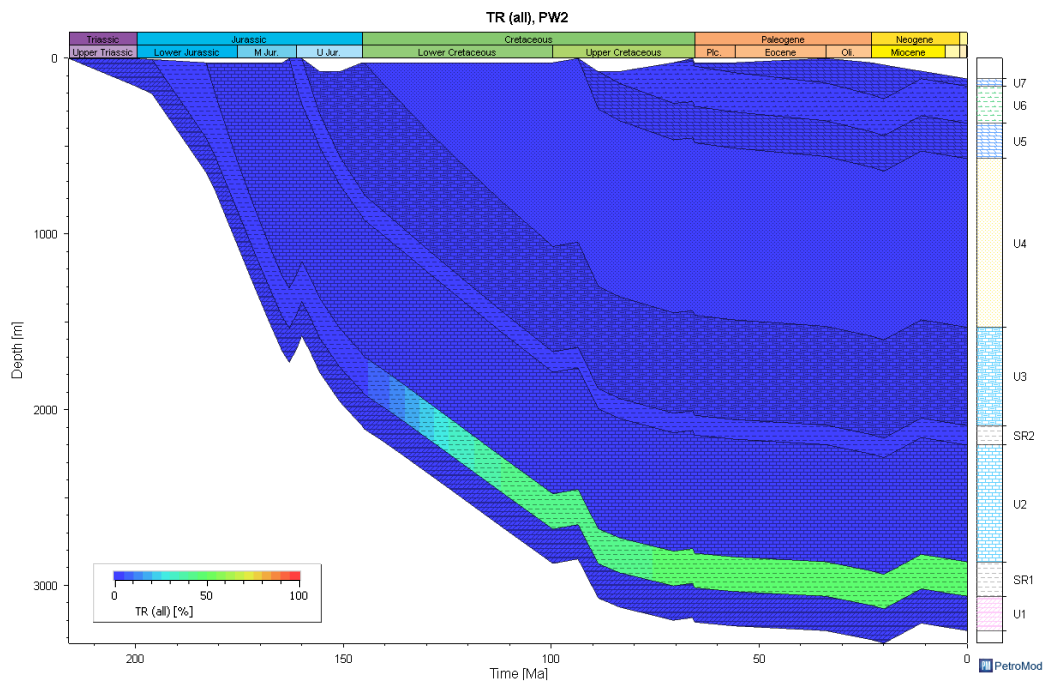


Figura 9.13 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW2

9.6.4 Pseudo-Poço 3

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW3.

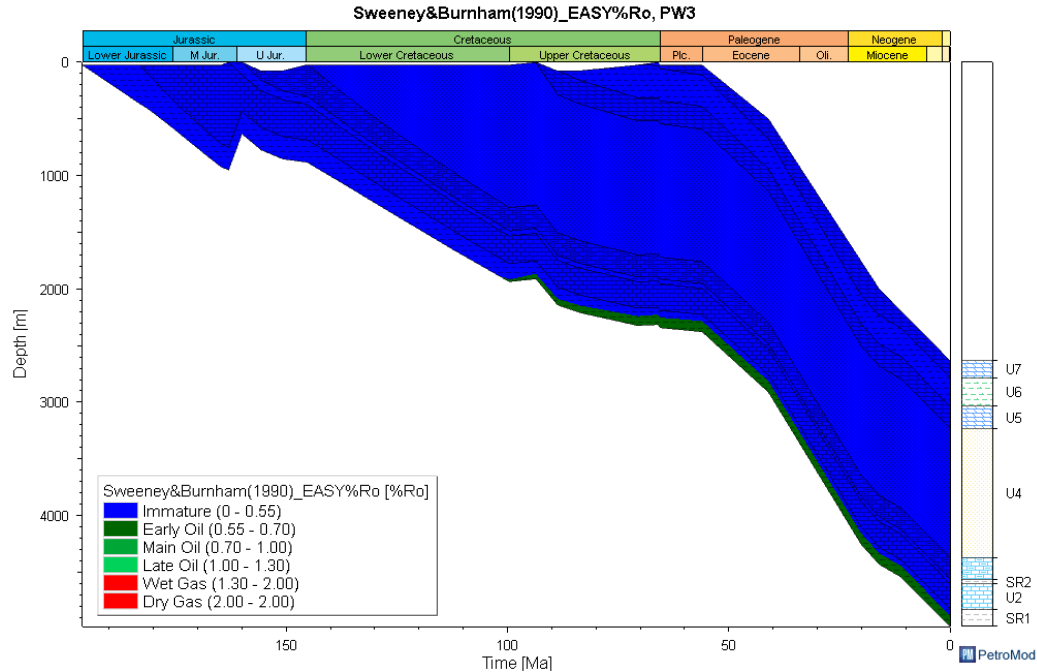


Figura 9.14 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW3, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

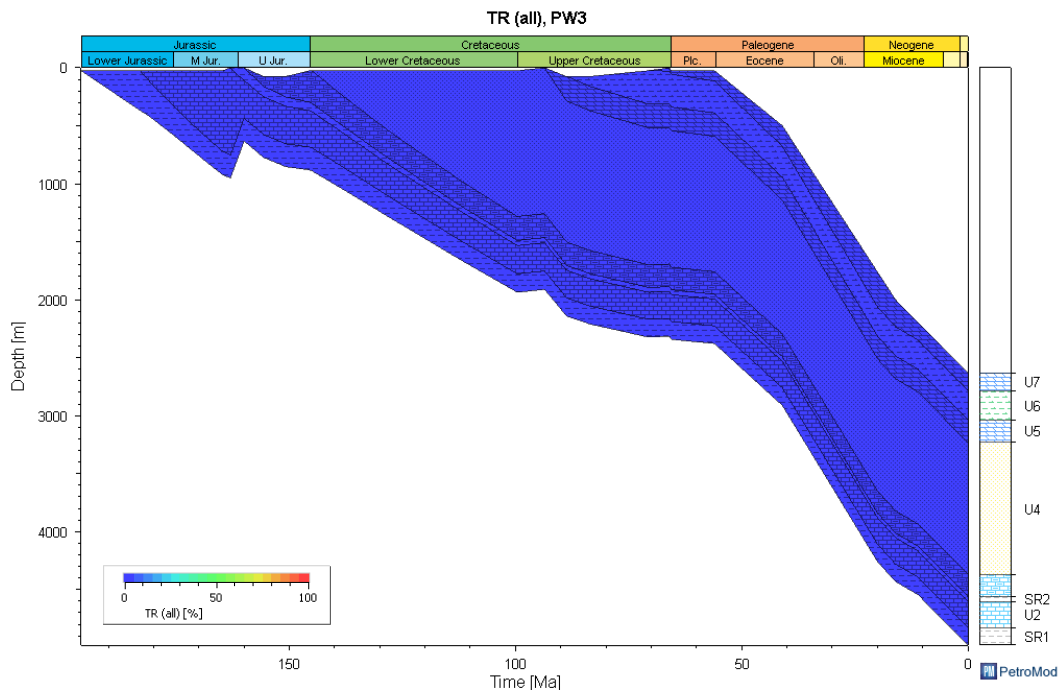


Figura 9.15 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW3

Dado que não se verifica a entrada de qualquer intervalo gerador na janela do óleo ao longo da evolução da subsidência neste ponto PW3, não se verificou qualquer taxa de transformação nos níveis geradores identificados.

9.6.5 Pseudo-Poço 4

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW4. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

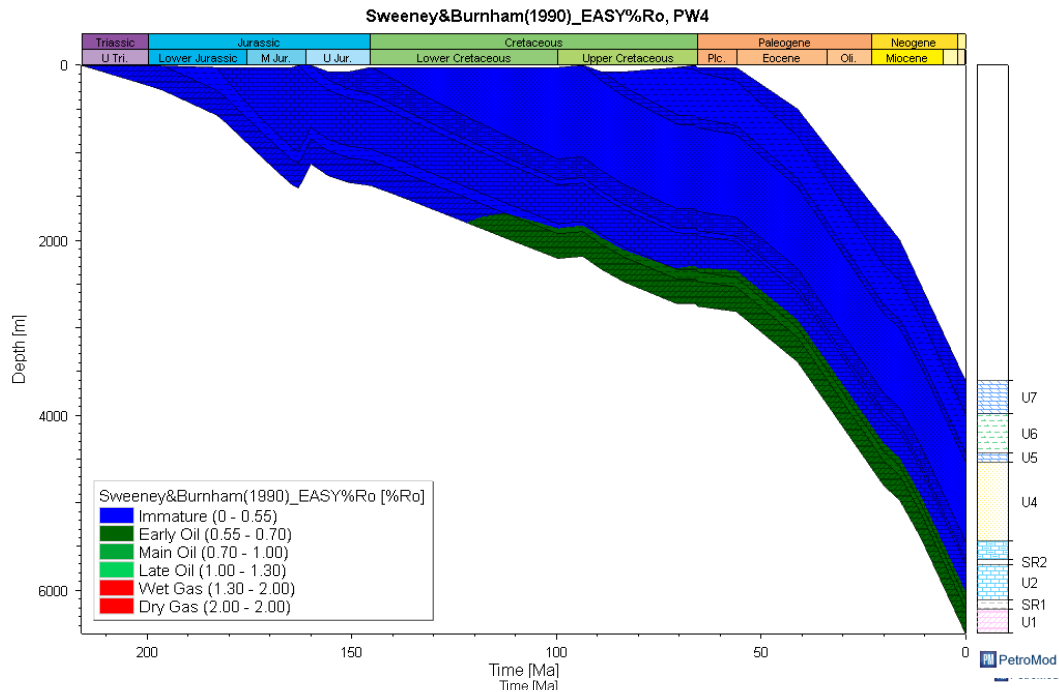


Figura 9.16 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW4, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

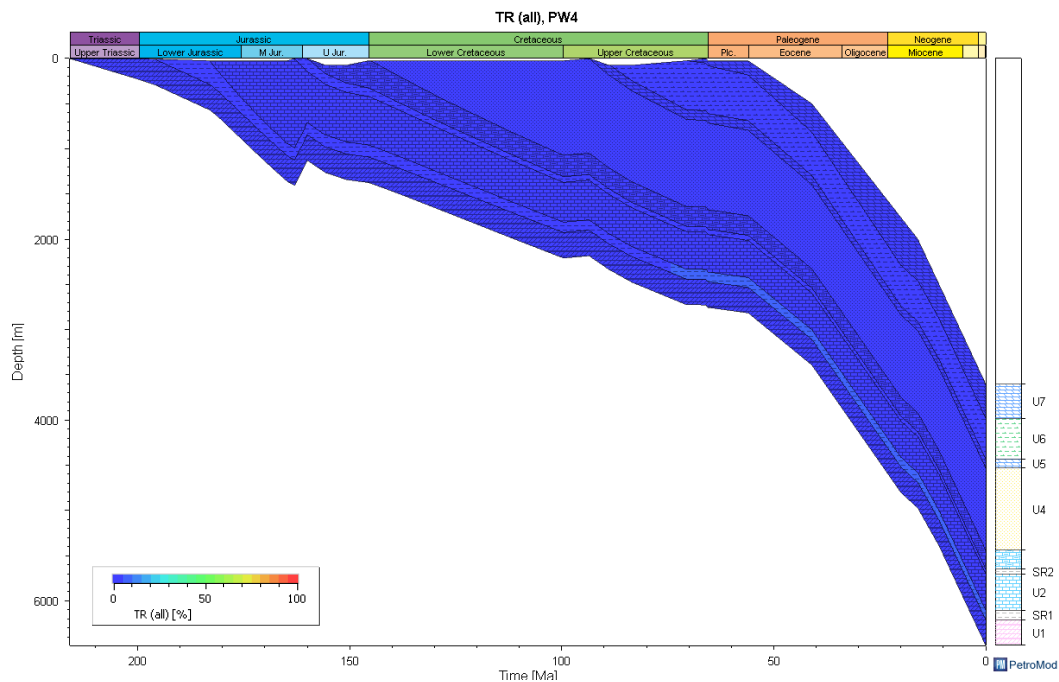


Figura 9.17 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW4

9.6.6 Pseudo-Poço 5

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW5. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

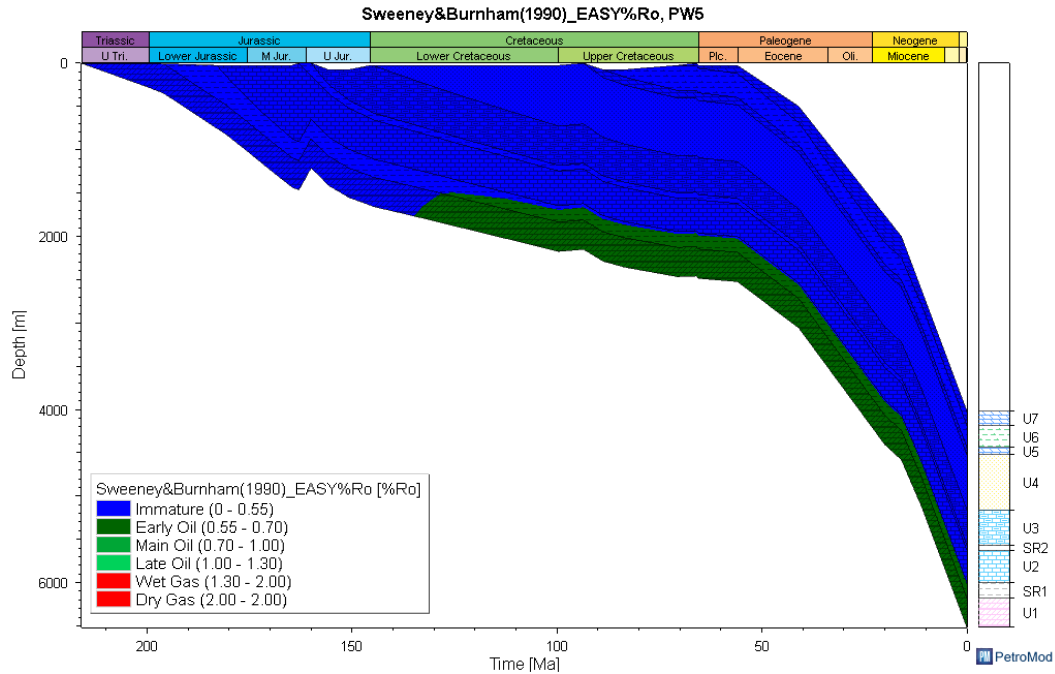


Figura 9.18 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW5, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

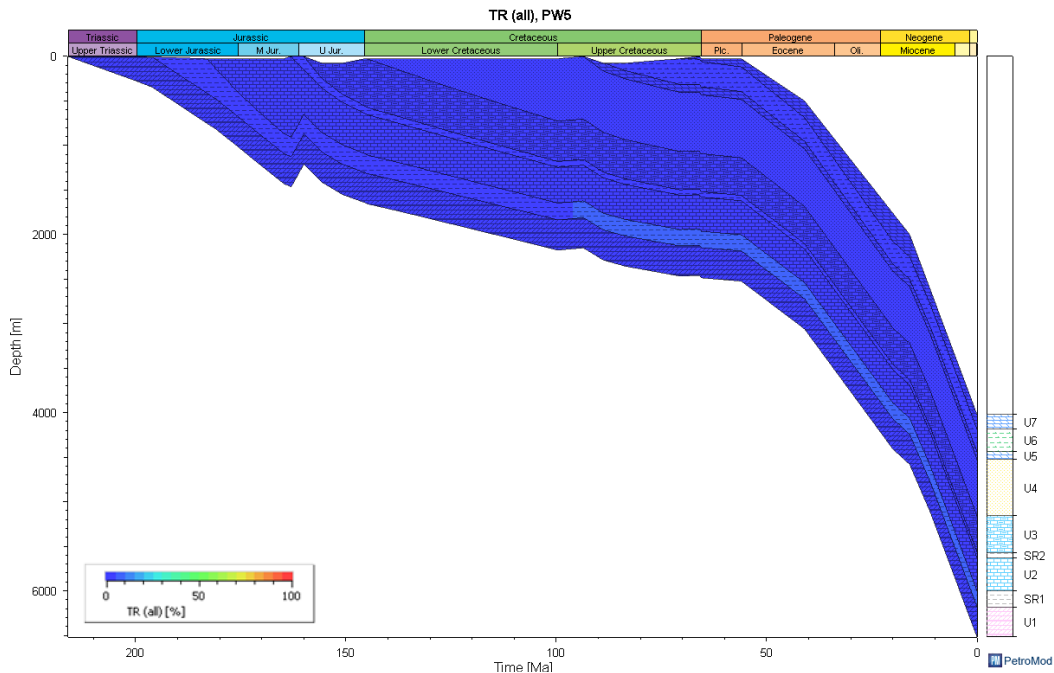


Figura 9.19 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW5

9.6.7 Pseudo-Poço 6

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW6. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

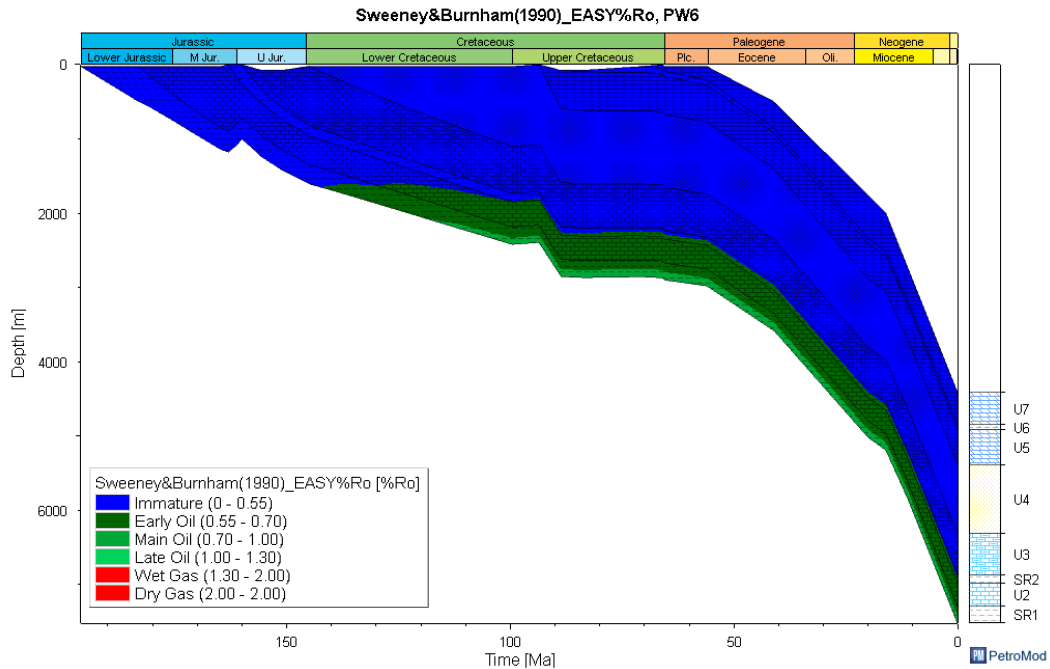


Figura 9.20 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW6, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

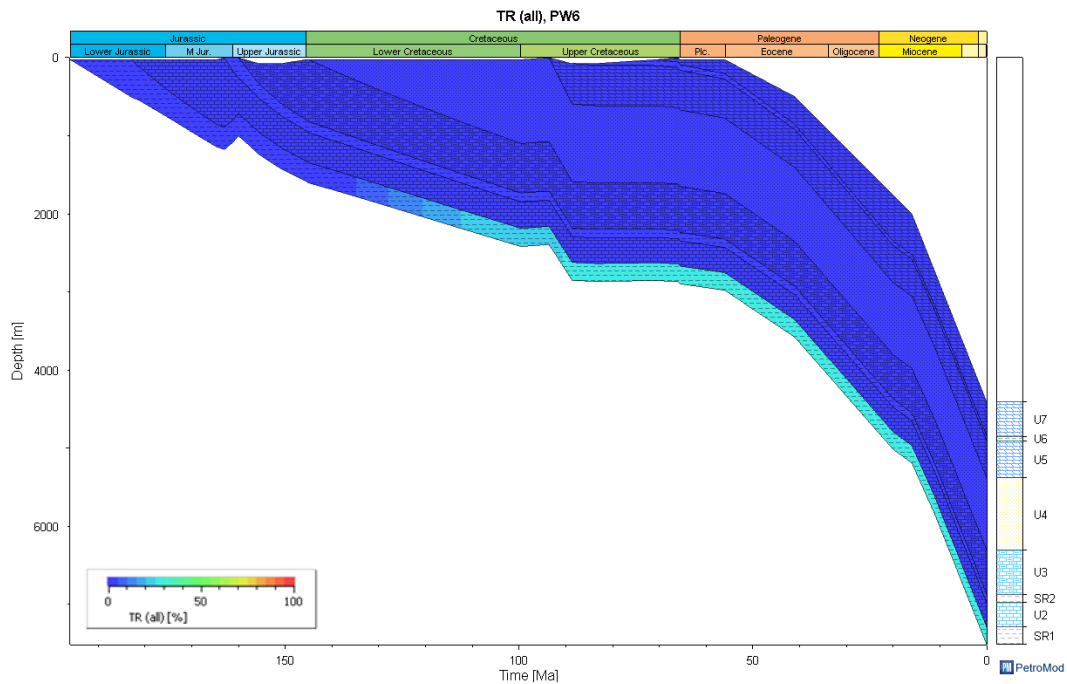


Figura 9.21 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW6

9.6.8 Pseudo-Poço 7

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW7. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

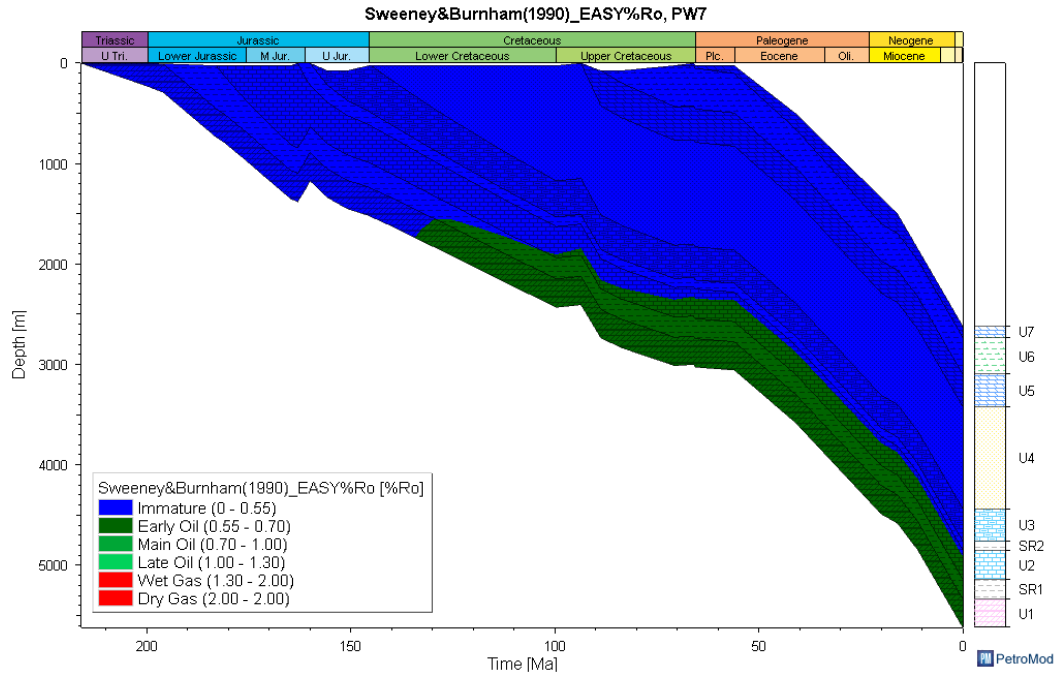


Figura 9.22 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW7, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

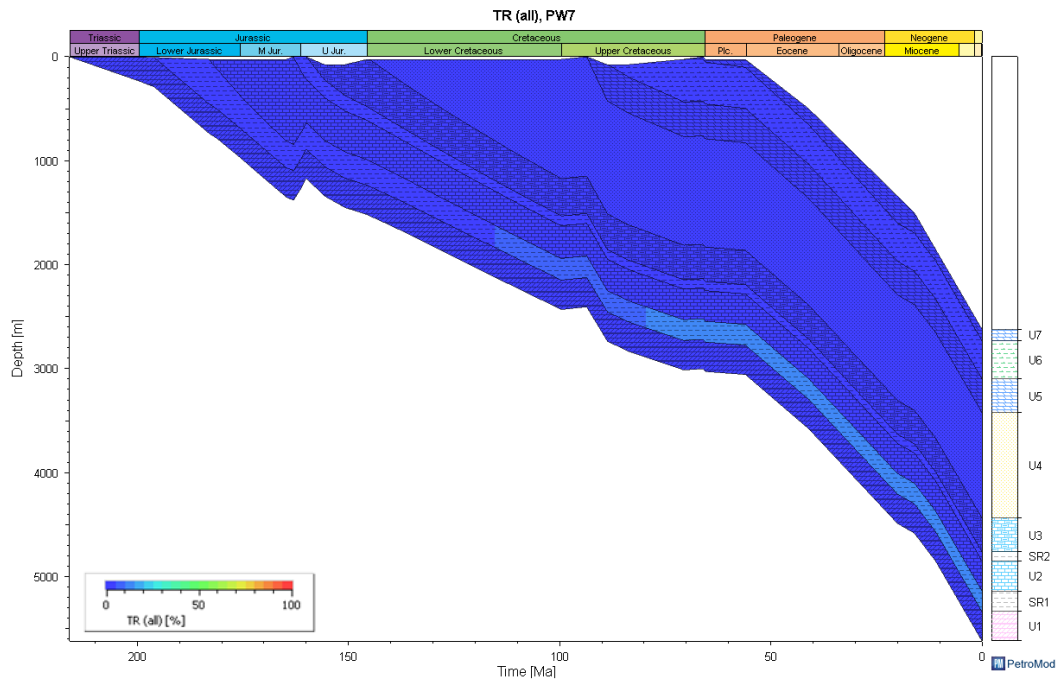


Figura 9.23 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW7

9.6.9 Pseudo-Poço 8

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW8. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

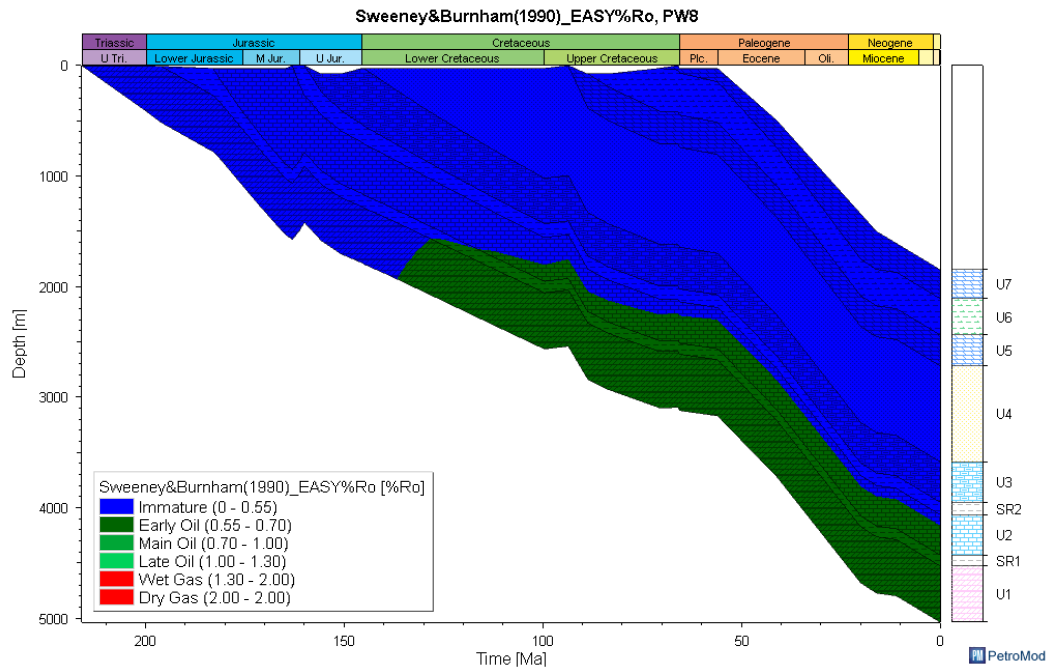


Figura 9.24 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW8, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

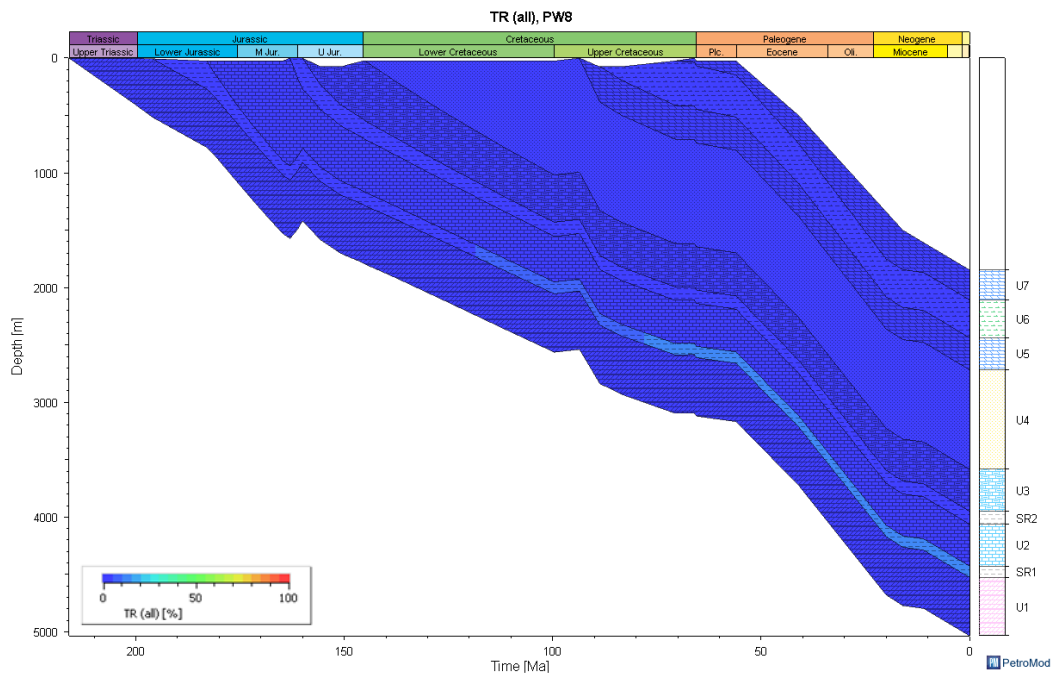


Figura 9.25 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW8

9.6.10 Pseudo-Poço 9

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW9. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

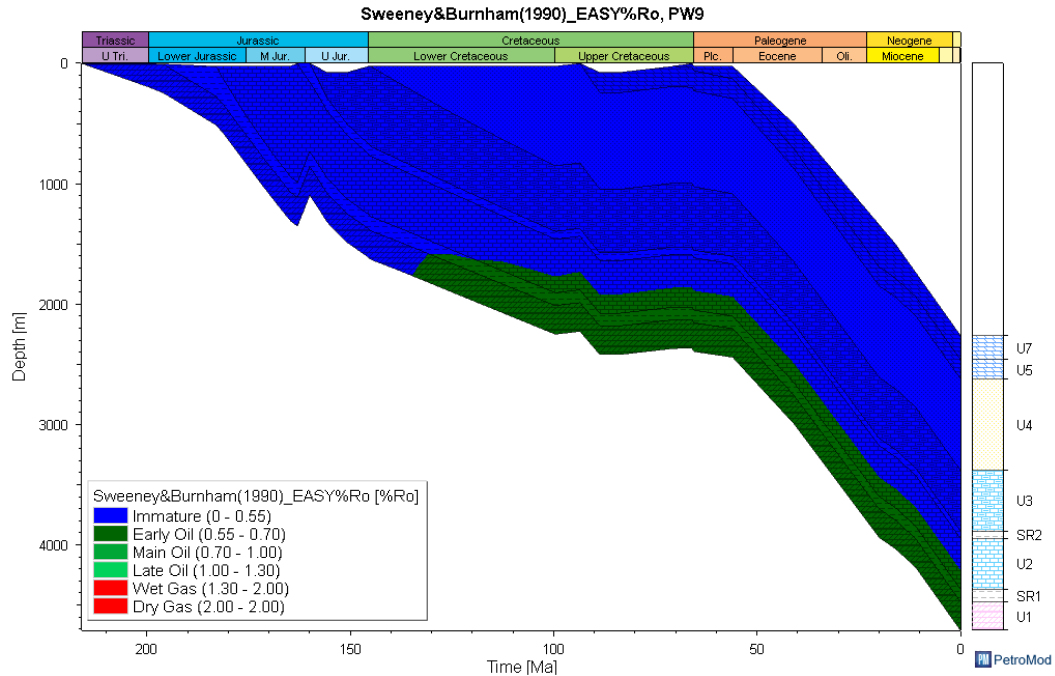


Figura 9.26 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW9, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

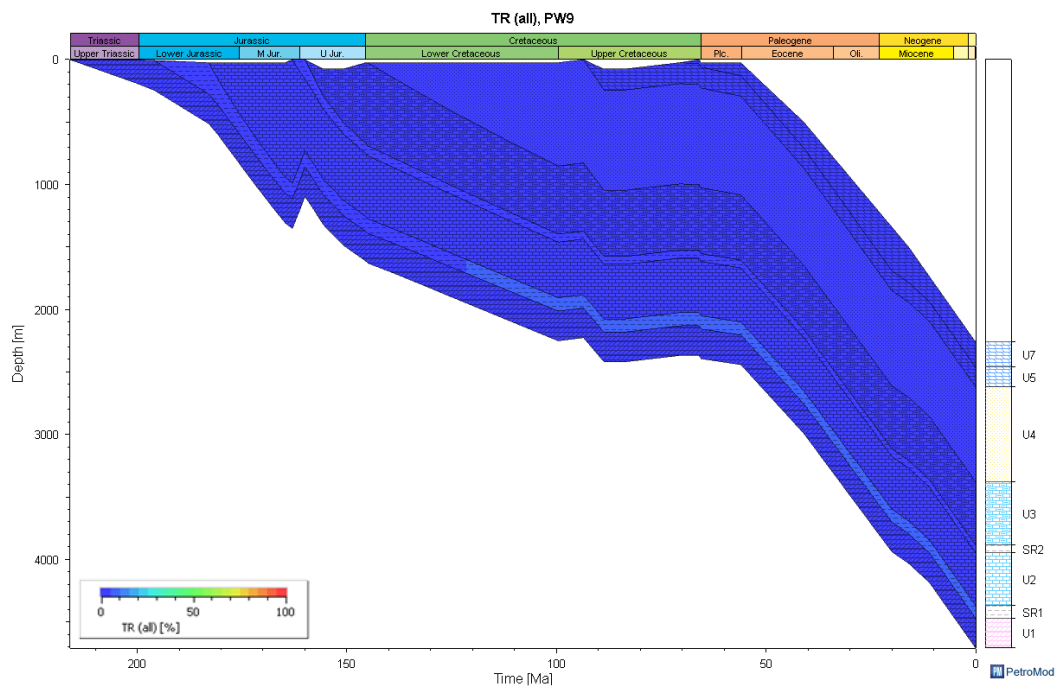


Figura 9.27 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW9

9.6.11 Pseudo-Poço 10

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW10. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

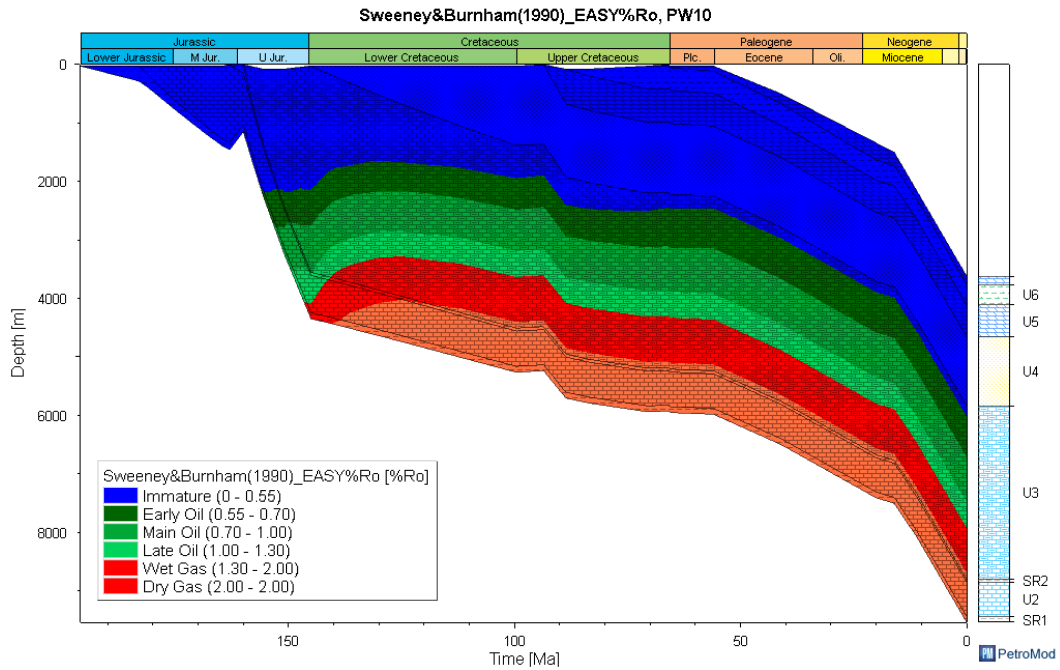


Figura 9.28 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW10, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

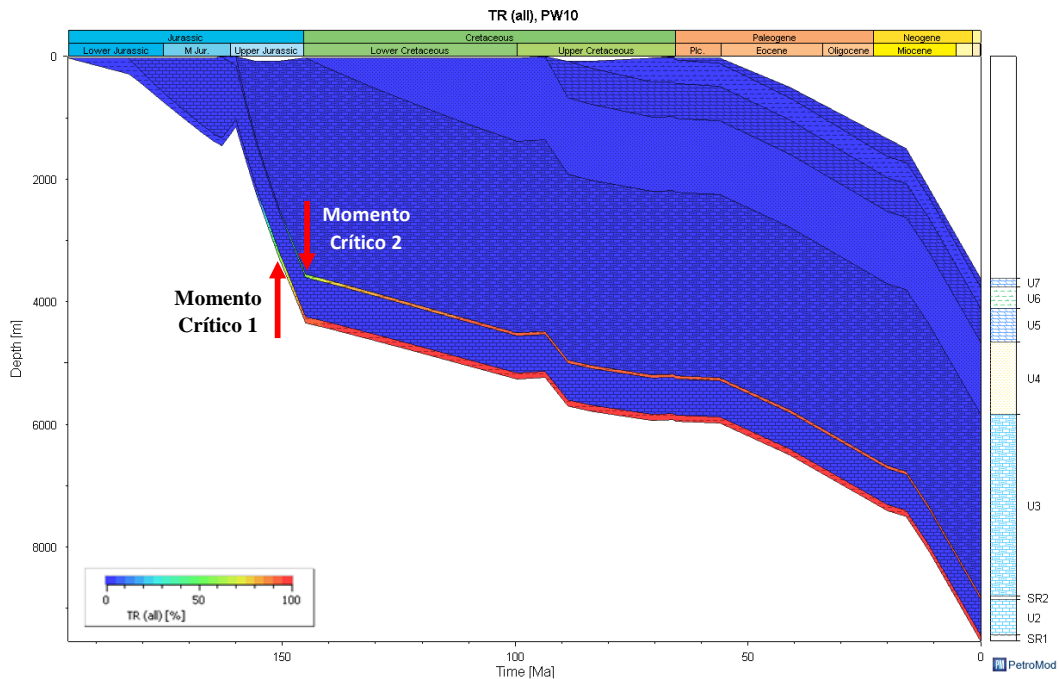


Figura 9.29 – Modelo de taxa de transformação dos intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2) no pseudo-poço PW10, e a indicação dos Momentos Críticos dos dois intervalos geradores

9.6.12 Pseudo-Poço 11

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW11. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

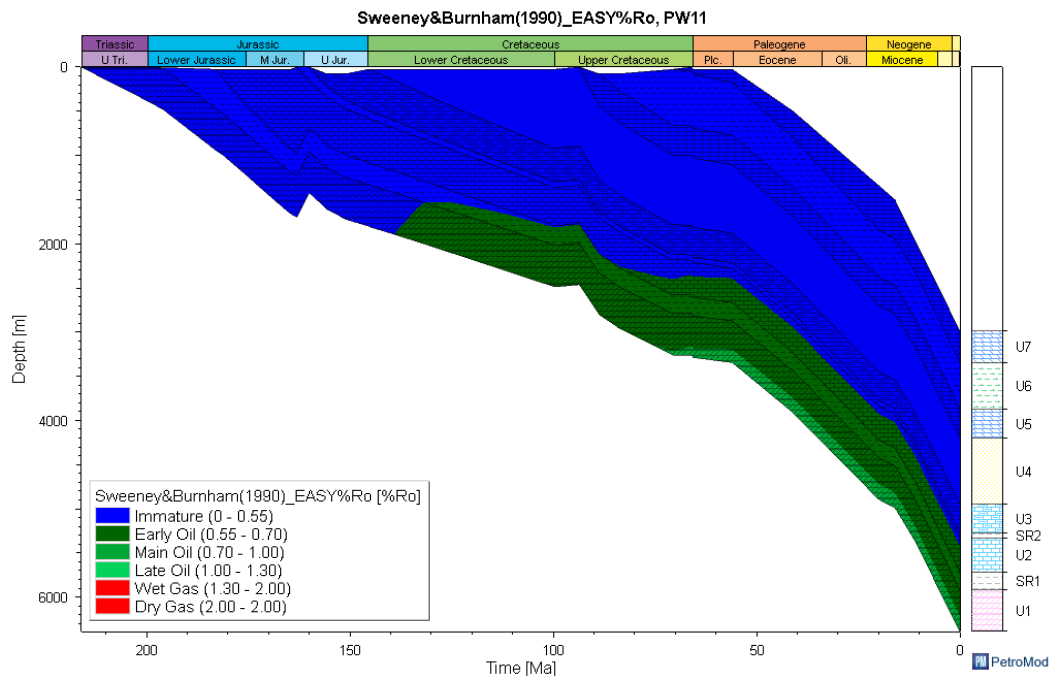


Figura 9.30 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW11, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

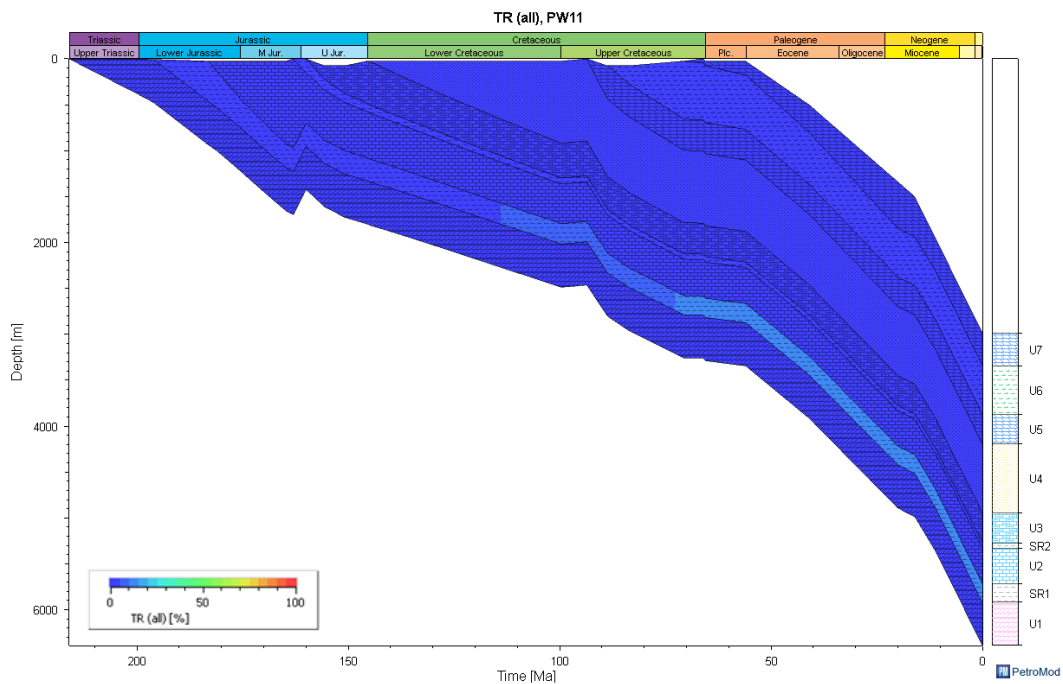


Figura 9.31 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW11

9.6.13 Pseudo-Poço 12

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW12. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

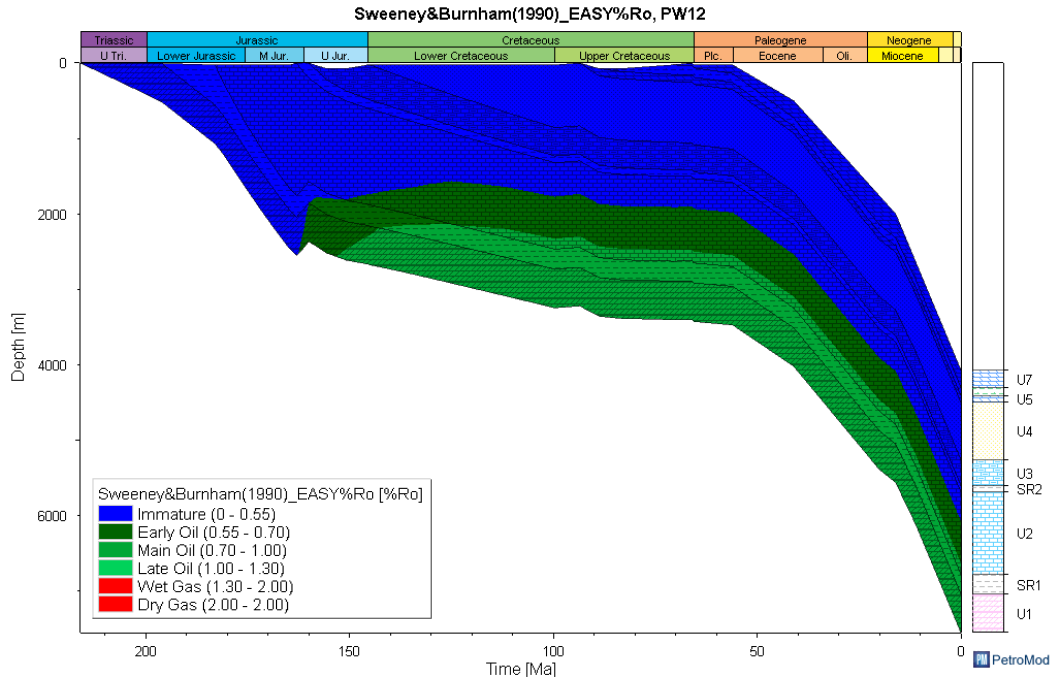


Figura 9.32 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW12, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

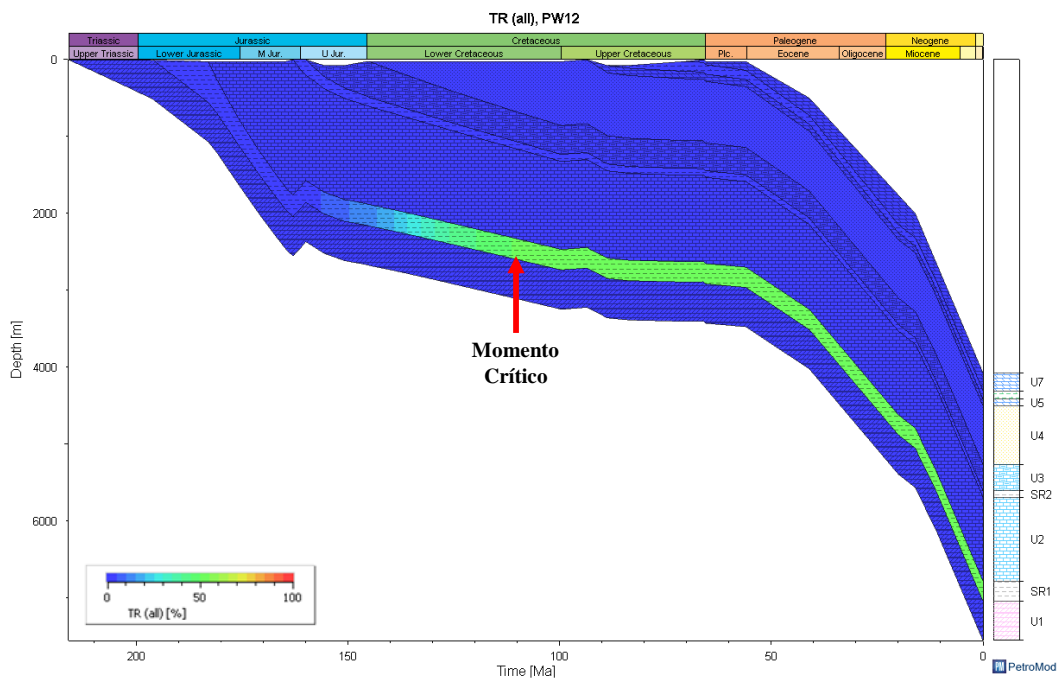


Figura 9.33 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW12, e a indicação do Momento Crítico

9.6.14 Pseudo-Poço 13

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW13. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

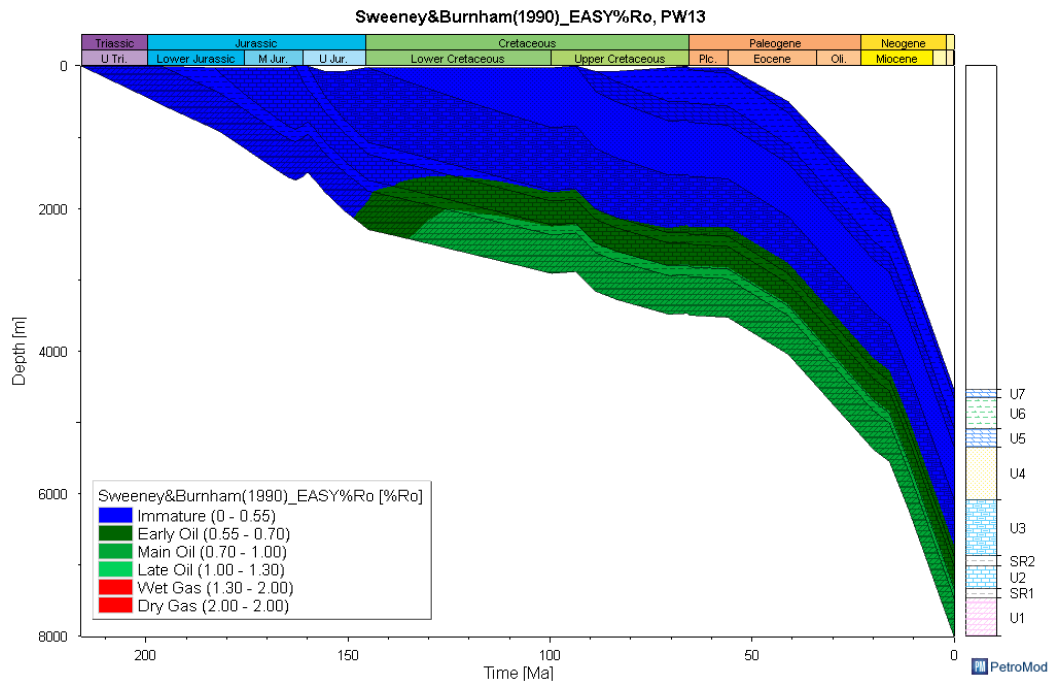


Figura 9.34 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW13, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

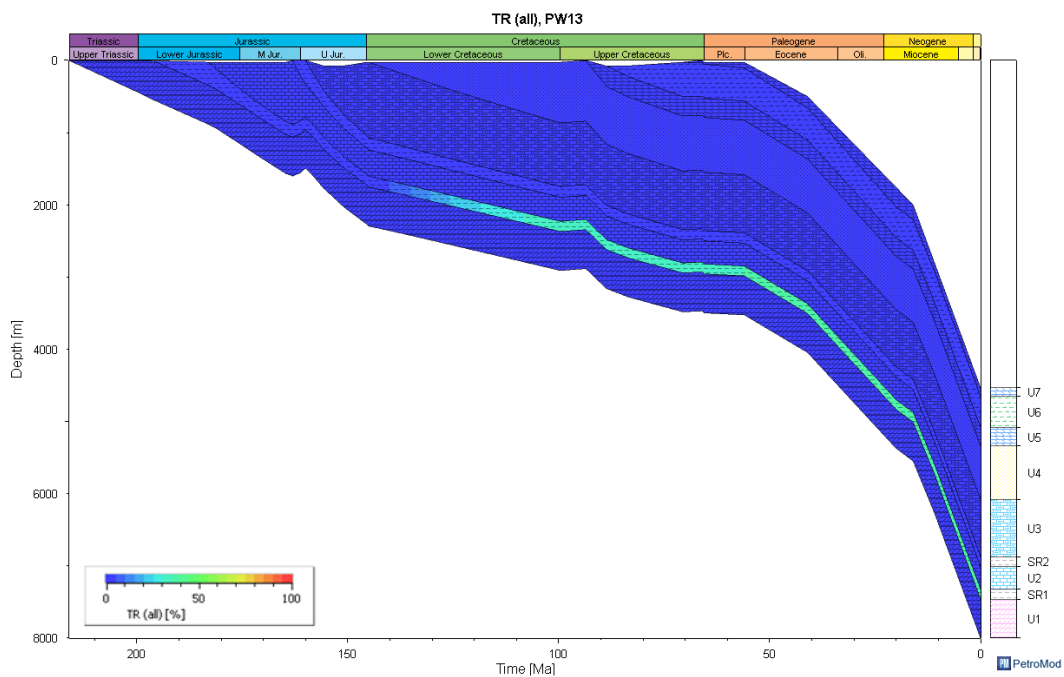


Figura 9.35 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW13

9.6.15 Pseudo-Poço 14

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW14. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

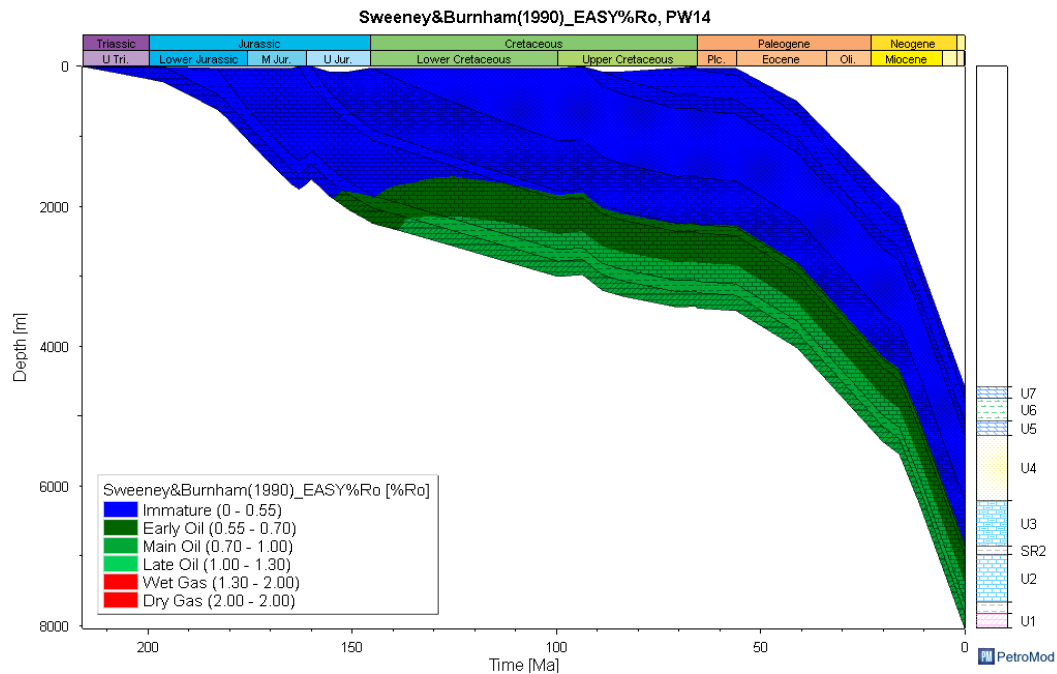


Figura 9.36 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW14, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

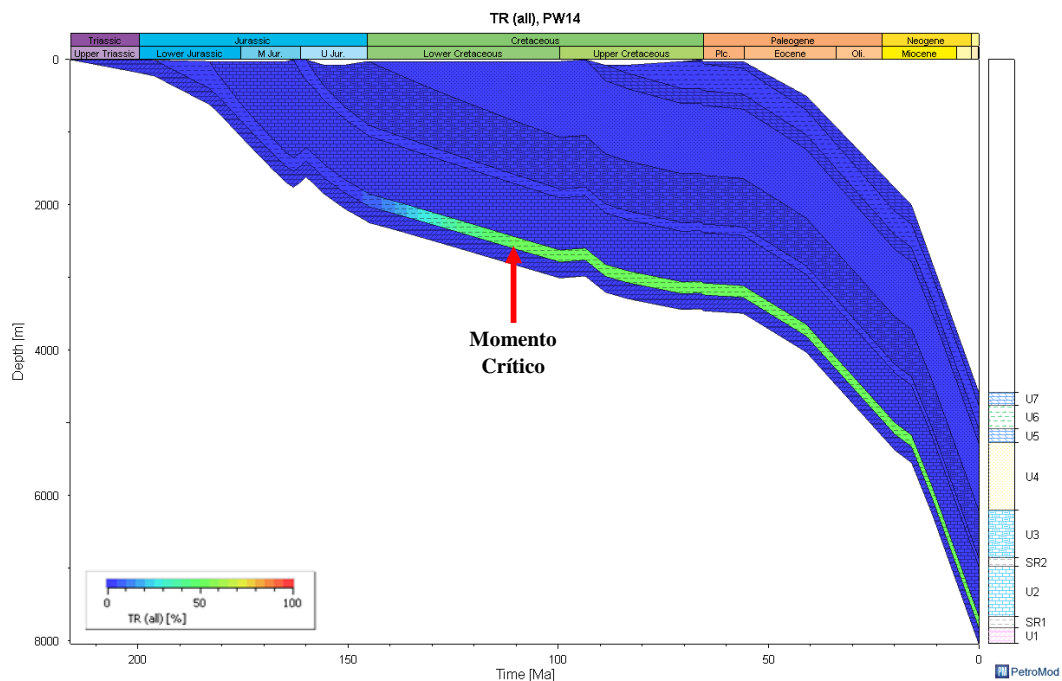


Figura 9.37 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW14, e a indicação do Momento Crítico

9.6.16 Pseudo-Poço 15

Apresenta-se de seguida o resultado da modelação térmica no ponto PW15. Consideraram-se os intervalos geradores do Jurássico Inferior (SR1) e Superior (SR2).

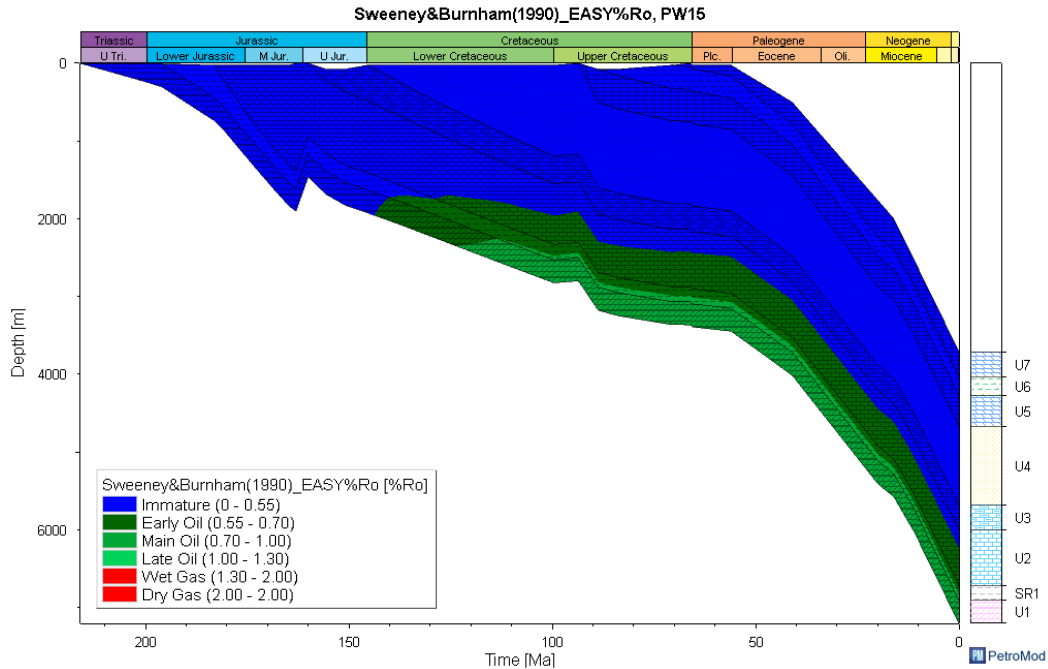


Figura 9.38 – Modelo de subsidência do pseudo-poço PW15, que mostra as janelas de maturação segundo Sweeney & Burnham (1990)

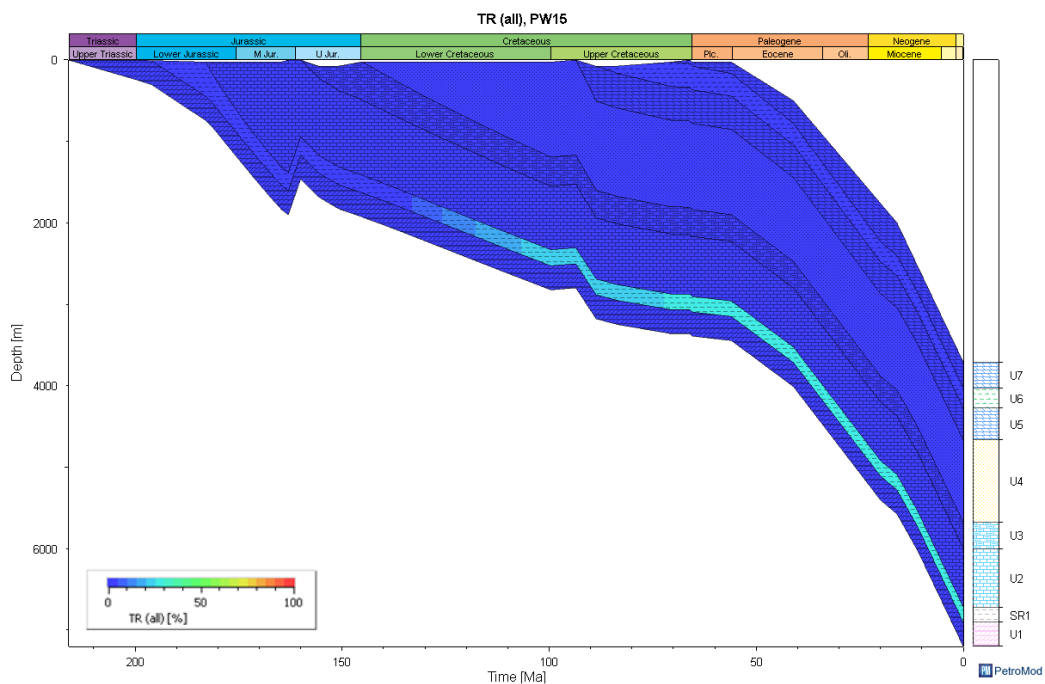


Figura 9.39 – Modelo de taxa de transformação do intervalo gerador do Jurássico Inferior (SR1) no pseudo-poço PW15

9.7 Interpretação de resultados da Modelação 1D

De forma a apresentar uma síntese dos resultados que foram obtidos, agrupou-se na Tabela 9.5 os dados referentes à maturação atingida ou não pelos intervalos geradores considerados, bem como a taxa de transformação, massa total de hidrocarbonetos gerados e *timing* de expulsão da rocha-mãe.

Tabela 9.5 – Quadro sumário dos resultados de modelação térmica em PetroMod 1D, com a indicação do *timing* dos principais eventos de maturação nos pontos escolhidos (SR1 – Gerador do Jurássico Inferior; SR2 – Gerador do Jurássico Superior)

Poços	Maturação (Sweeney & Burnham, 1990)		Momento Crítico (Ma)		Início de Expulsão (Ma)		Total de Hidrocarbonetos Gerados (Mtoneladas)	
	SR1	SR2	SR1	SR2	SR1	SR2	SR1	SR2
Lu-1	Early Oil (138 Ma)	Ausente	106	-	125	-	0.40	-
PW1	Early Oil (156 Ma) Main Oil (152 Ma) Late Oil (143 Ma) Wet Gas (136 Ma) Dry Gas (114 Ma)	Early Oil (145 Ma) Main Oil (138 Ma) Late Oil (117 Ma)	149	115	151	125	1.28	0.85
PW2	Early Oil (150 Ma) Main Oil (132 Ma)	Early Oil (79 Ma)	-	-	125	-	1.13	0.81
PW3	Early Oil (100 Ma)	-	-	-	-	-	0.07	0.00
PW4	Early Oil (108 Ma)	-	-	-	-	-	0.09	0.00
PW5	Early Oil (126 Ma)	-	-	-	-	-	0.12	0.09
PW6	Early Oil (141 Ma) Main Oil (116 Ma)	Early Oil (90 Ma)	-	-	-	-	0.76	0.12
PW7	Early Oil (128 Ma)	-	-	-	-	-	0.31	0.00

Poços	Maturação (Sweeney & Burnham, 1990)		Momento Crítico (Ma)		Início de Expulsão (Ma)		Total de Hidrocarbonetos Gerados (Mtoneladas)	
	SR1	SR2	SR1	SR2	SR1	SR2	SR1	SR2
PW8	Early Oil (127 Ma)	-	-	-	-	-	0.14	0.00
PW9	Early Oil (126 Ma)	-	-	-	-	-	0.12	0.00
PW10	Early Oil (155 Ma) Main Oil (153 Ma) Late Oil (149 Ma) Wet Gas (146 Ma) Dry Gas (140 Ma)	Early Oil (152 Ma) Main Oil (150 Ma) Late Oil (145 Ma) Wet Gas (141 Ma) Dry Gas (124 Ma)	151	146	155	150	1.33	1.18
PW11	Early Oil (131 Ma)	-	-	-	-	-	0.34	0.00
PW12	Early Oil (159 Ma) Main Oil (142 Ma)	-	111	-	130	-	1.75	0.00
PW13	Early Oil (144 Ma) Main Oil (126 Ma)	Early Oil (124 Ma)	-	-	-	-	0.6	0.04
PW14	Early Oil (152 Ma) Main Oil (136 Ma)	Early Oil (112 Ma)	111	-	130	-	1.13	0.02
PW15	Early Oil (140 Ma) Main Oil (113 Ma)	Ausente	-	-	-	-	0.63	-

Analisando os dados, constata-se que os resultados mais promissores correspondem aos locais onde se verifica maturação (óleo ou gás), conjugado com o momento crítico, onde a taxa de transformação ultrapassa os 50%, e se dá o início da expulsão de hidrocarbonetos para uma determinada rocha reservatório.

Desta forma, os pontos hipotéticos onde se verificou propensão para a geração de óleo, bem como condições para a expulsão para um determinado reservatório, correspondem aos pontos Lu-1, PW1, PW2, PW10, PW12, PW13 e PW14. Para além da

entrada na janela do óleo, houve dois pontos onde a modelação indicou a entrada de uma rocha-mãe na janela do gás, nomeadamente nos pontos PW1 e PW10.

Os resultados obtidos podem-se então incluir num esquema que relaciona os *timings* de actuação dos eventos de maturação e expulsão de hidrocarbonetos, que se encontra na figura seguinte.

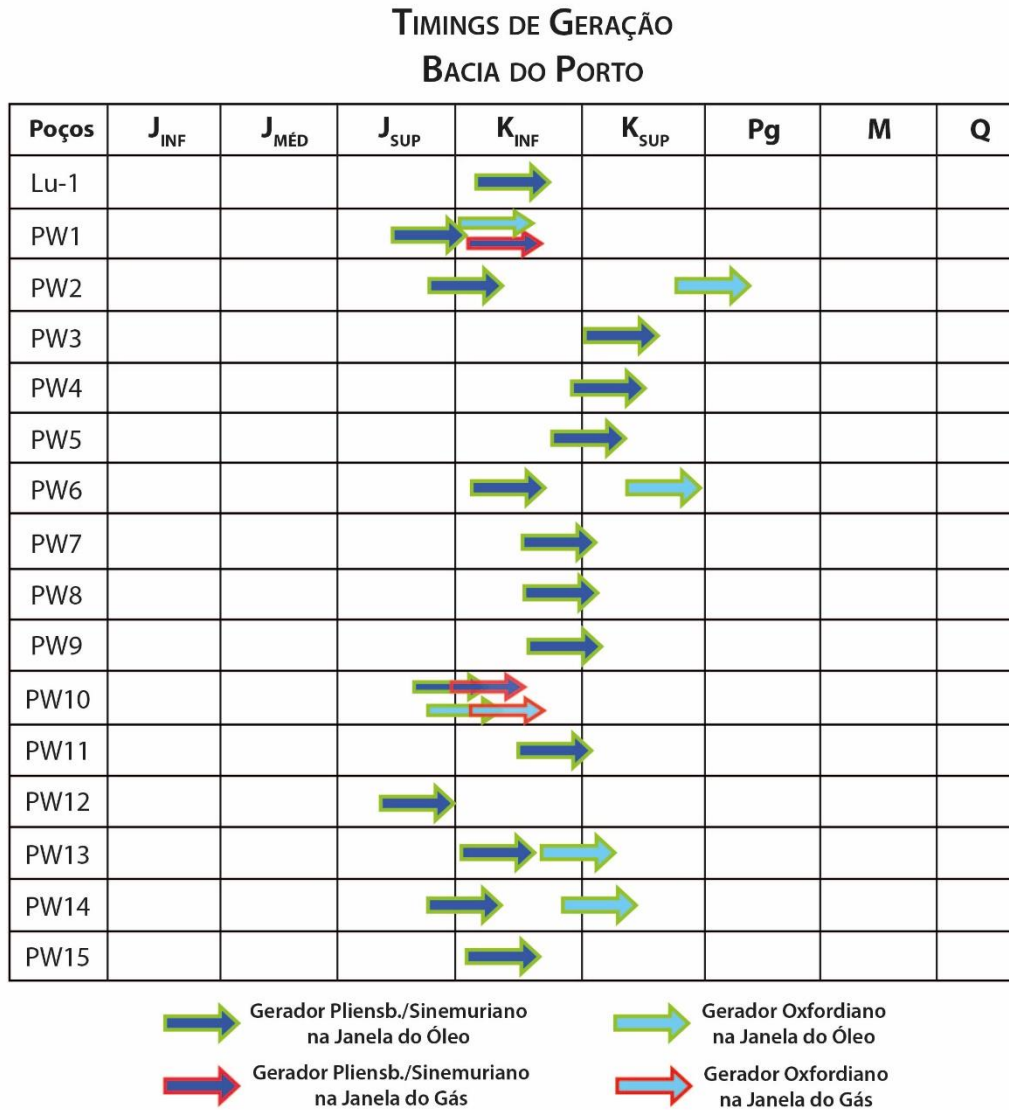


Figura 9.40 – Resumo dos *timings* de geração de hidrocarbonetos nos modelos realizados para a área de estudo. Estes *timings* tomaram em consideração os picos de calor ao longo do tempo e a existência especulativa dos intervalos geradores do Jurássico Inferior (Formação Esturjão) e Jurássico Superior (Formação Cabo Mondego) nos pontos modelados

Da análise dos resultados nos vários pontos modelados, definiu-se duas áreas potencialmente propensas à geração de hidrocarbonetos. Estas duas “cozinhas” de geração localizam-se nos sectores NE (Bacia do Porto s.s.) e a área do sector SW (Figura 9.41).

A definição de uma cozinha de maturação na mesma área onde se localiza a Bacia do Porto era já previsível dada a ocorrência de indícios de óleo (e gás) em alguns dos poços realizados, nomeadamente no poço Lula-1 e Touro-1Z. Estas pequenas indicações levaram a considerar a existência de uma cozinha de geração de óleo, mas igualmente de gás, com o seu centro a leste do poço Lu-1, no local onde se modelou o pseudo-poço PW1. Esta hipótese foi igualmente considerada no relatório do poço Lu-1 (SALÉN/PECTEN, 1985).

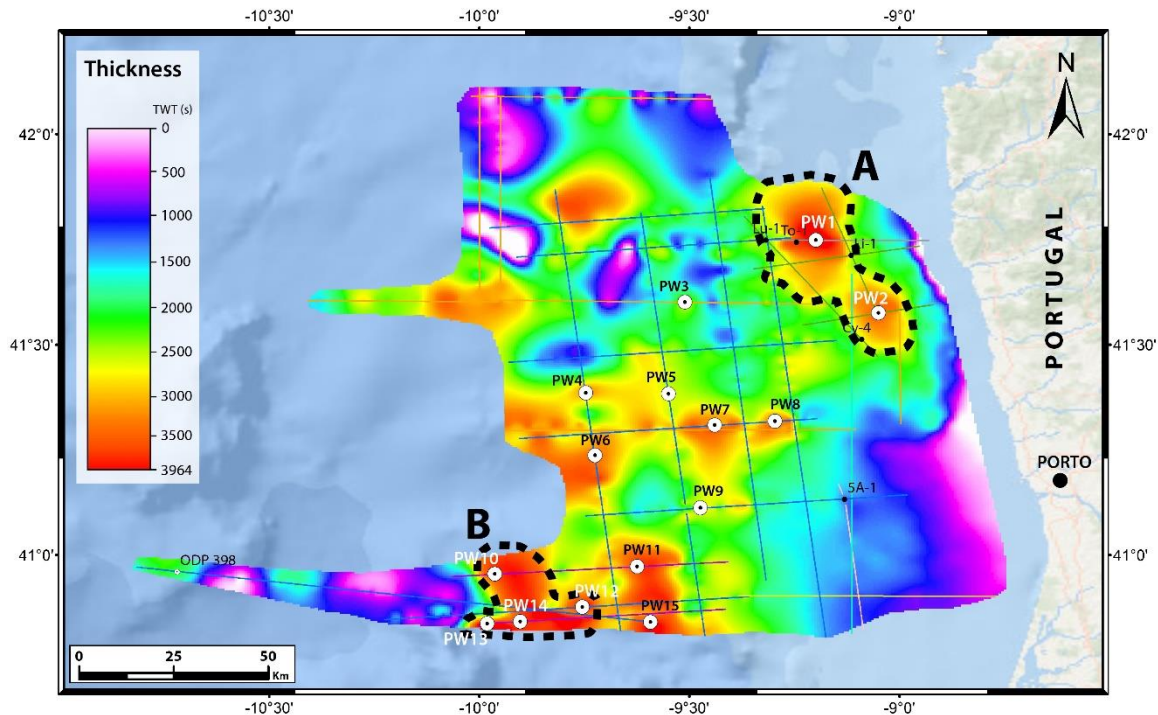


Figura 9.41 – Localização das duas principais “cozinhas” de geração de hidrocarbonetos na área de estudo (A e B), definidas com base nas espessuras totais determinadas, e nos resultados de modelação térmica

A existência de um foco de geração de hidrocarbonetos a oeste do poço Lu-1, na zona pós-talude continental, foi sempre uma hipótese mais remota, que efectivamente não se demonstrou neste estudo. O facto de não haver espessuras suficientes para haver maturação e a presença do sistema de falhas do talude continental, que poderiam ser potenciais vias de escape de fluidos, foram duas das razões que levaram a considerar o baixo potencial petrolífero do sector Norte, no *offshore* profundo.

Na plataforma continental pertencente ao sector SE não foi avaliado o potencial petrolífero, não se tendo escolhido nenhum ponto para modelação de maturação, por se considerar que as espessuras aí existentes não seriam suficientes para que esta se desse. Ao invés, a zona localizada no sector SW no *offshore* profundo, foi considerada como sendo uma área propensa à geração de hidrocarbonetos, à semelhança da Bacia do Porto. De facto, a existência de empilhamentos de espessuras consideráveis associadas à deposição durante as fases de *rifting* promoveu o aumento do grau de maturação térmica dos níveis geradores mais profundos, que se especulam poder existir neste sector. Estas maiores espessuras sedimentares foram decisivas para considerar esta área como “cozinha” de geração de hidrocarbonetos.

A obtenção destes resultados não só é importante do ponto de vista quantitativo, de forma a aferir a massa de hidrocarbonetos gerada, mas igualmente do ponto de vista do *timing* de eventos de sistemas petrolíferos. O conhecimento dos eventos de maturação e expulsão têm impacto na idealização de um determinado sistema petrolífero, e na construção de uma carta de eventos de sistema petrolífero. Estes eventos irão, assim, ser levados em consideração no capítulo seguinte, quando se discutir a viabilidade dos sistemas petrolíferos.

CAPÍTULO X

Análise de Sistemas Petrolíferos

10.1 Introdução

De forma a tecer considerações acerca dos potenciais sistemas petrolíferos existentes na Bacia do Porto, analisou-se com detalhe a informação contida nos relatórios de poço. Estes incluem dados importantes no que respeita aos reservatórios-alvo originalmente definidos, espessuras e propriedades encontradas, bem como os aspectos directamente relacionados com a caracterização de rochas-mãe e os restantes elementos de sistemas petrolíferos.

A análise dos resultados da modelação térmica complementada com as informações contidas nos relatórios de poço sustentou a caracterização dos potenciais sistemas petrolíferos na Bacia do Porto, resultando idealização da Carta de Eventos de Sistemas Petrolíferos, que terá o propósito de servir como guia para a pesquisa de hidrocarbonetos na bacia.

Para além de determinar os sistemas petrolíferos na Bacia do Porto, houve necessidade de idealizar os potenciais sistemas petrolíferos na zona de *offshore* profundo, complementando com os resultados obtidos da modelação de pseudo-poços nesta área mais distal. Por ser uma área subexplorada, sem dados de natureza litológica em profundidade, optou-se por construir um esquema que tivesse como referência a litostratigrafia da Bacia do Porto, e que contemplasse as possíveis variações litológicas para o *offshore* profundo. Este esquema, baseado nos princípios que fundamentam o designado «Diagrama de Wheeler», revelou ser bastante útil para idealizar os sistemas petrolíferos que podem ocorrer em águas profundas.

10.2 Análise Post Mortem de Poço

De forma a compreender os reservatórios-alvo dos poços realizados na Bacia do Porto, bem como aferir a presença e carácter dos indícios de hidrocarbonetos, reanalisou-se os relatórios de poço cedidos pelo UPEP.

Segue-se então a caracterização sumária, por poço, dos dados mais relevantes. A ordem da disposição é segundo o ano de realização de cada poço (1975, 1976, 1979, 1985, 1990, 1994).

10.2.1 Poço 5A-1

O objectivo exploratório deste poço foi o reservatório carbonatado da Formação Cacém, de idade cenomaniana, num local onde se previu existir uma armadilha mista. O prospecto idealizado seria um anticlinal fechado, selado lateralmente por siltes/argilas.

Neste poço foram intersectados alguns intervalos com propriedades de reservatório variadas. Foram determinadas baixas porosidades na Formação de Silves, apesar de essencialmente se tratarem de sedimentos conglomeráticos. Estes, embora grosseiros, estariam preenchidos por siltes e argilas, colmatando os espaços vazios. Foram

identificados dois outros intervalos com porosidades inferiores a 7 % e saturação em água de 100 %, correspondendo às Formações Esturjão e Linguado. Estas, predominantemente calcárias, com textura mudstone intercaladas com dolomitos e anidrite (Formação Esturjão), e intercaladas com margas (Formação Linguado). O carácter textural e os baixos valores das propriedades actuais destes intervalos levou a considerá-los de baixo potencial de reservatório.

Foi intersectado um intervalo que demonstrou ter um bom potencial reservatório, correspondendo à Formação Torres Vedras. Segundo a descrição de poço, foi identificado um intervalo com cerca de 300 m efectivos de sedimentos maioritariamente arenosos, com cerca de 20 % (máximo de 35 %) de porosidade, embora com 100 % de saturação em água. Contudo, ainda que tenha sido identificados bons intervalos com potencial reservatório, não foram aqui detectadas rochas com suficiente capacidade selante.

Identificou-se, por fim, um último intervalo correspondendo a uma transição entre a Formação Cacém e Formação Gândara, que demonstrou ter valores de porosidade de 34 %, e saturação em água de 100 %.

Neste poço não foi registado nenhum nível com bom potencial gerador, e não foram identificados quaisquer indícios de hidrocarbonetos. Apenas foi registado a possível presença de baixos valores de gás na Formação de Silves e Dagorda. Embora estas indicações sejam negligenciáveis, a presença deste composto nestes intervalos pode levar a considerar: 1) a possibilidade de haver alguns níveis, finos, de matéria orgânica de origem continental que se possam enquadrar na janela do gás, ou 2) a possibilidade de haver níveis com matéria orgânica no substrato Paleozóico, potencialmente maduros para gás. Contudo, nesta última hipótese, o segundo o relatório de poço, o carácter litológico do soco aqui intersectado não será à partida muito promissor para conter matéria orgânica propícia à geração de gás, já que é constituído essencialmente por xistos e metaquartzovaques, de baixo grau metamórfico.

10.2.2 Poço Cavala-4

O objectivo deste poço foi a intersecção de uma estrutura em anticlinal, compartimentada por falhas normais com direcção aproximadamente NNW-SSE, constituída por carbonatos da Formação Linguado (Jurássico Superior).

Foram intersectados boas propriedades de reservatório em vários intervalos. No intervalo de 30 m pertencente à Formação Alcobaça as porosidades são inferiores a 15 %, com boa permeabilidade (valor não discriminado). No intervalo de 50 m de calcários micríticos pertencentes à Formação Linguado existem porosidades entre 9 e 18 %, embora ocorram intervalos com menos de 6 %. Foram detectados bons indícios de permeabilidade, embora os valores concretos não estejam discriminados no relatório. A saturação em água registada neste intervalo varia entre 75 a 80 %. A Formação Torres Vedras mostrou ter pontualmente bons níveis de reservatório, constituídos por areias finas a grosseiras (areias muito finas e margas, na base da Formação), embora com saturação em água de 80 a 90 %. Por fim, a Formação Cacém é caracterizada por calcários oolíticos, com porosidades inferiores a 6 %, embora não permeáveis.

Em geral, estes intervalos apresentam uma combinação de propriedades que sugerem um baixo *Net Pay*, com porosidades elevadas mas baixos valores de saturação em água e permeabilidade.

Neste poço apenas se atingiu os níveis geradores do Oxfordiano. Não foram, contudo, registados indícios de hidrocarbonetos, apenas baixas leituras de gás e finos leitos betuminosos na base do poço, pertencentes ao nível gerador do Oxfordiano.

10.2.3 Poço Lula-1

O poço Lu-1 foi realizado com o objectivo de intersectar os reservatórios carbonatados pertencentes à Formação Cacém (Cenomaniano), e as expectáveis formações recifais dolomíticas (*reef buildup*) do Jurássico Médio e Superior (Formação Esturjão e Formação Linguado). Nestas, eram esperados valores de porosidade entre 5 a 20 %, dependendo do tipo e grau de diagénese.

Foi encontrado neste poço uma espessura efectiva de 3 m de areias preenchidas por óleo, com porosidade de 19 %, permeabilidade aproximada de 1 mD e S_w de 40 %, na base da Formação Torres Vedras. Foi encontrado ainda uma sequência intercalada de dolomitos pouco permeáveis (*tight*) e anidrite perto do final do poço, entre os 3550 e os 3896 m, correspondendo essencialmente ao intervalo imediatamente acima dos níveis geradores da base da Formação Esturjão.

Detectaram-se, ao longo do poço, indícios de hidrocarbonetos de óleo leve e gás desde o membro dolomítico da Formação Esturjão, no Jurássico Inferior, até à Formação Torres Vedras, no Cretácico Inferior. Foram ainda detectados, em menor quantidade, indícios de óleo leve e gás nos conglomerados da Formação de Silves, o que pode levar a considerar, à semelhança do poço 5A-1, a ocorrência de níveis geradores intraformacionais neste intervalo, estando na janela do óleo, ou ainda a possibilidade de níveis geradores no soco Paleozóico, maduros para gás, embora não haja informações suficientes do substrato nesta região que possam comprovar esta hipótese.

A modelação térmica preliminar realizada (SALÉN/PECTEN, 1985) indicou condições de maturação para óleo e para gás nos intervalos geradores do Sinemuriano/Pliensbaquiano e Oxfordiano.

10.2.4 Poço Lima-1

O poço Li-1 teria como objectivos os carbonatos compartimentados por falhas normais NNW-SSE pertencentes à Formação Cacém, e ainda as armadilhas mistas constituídas por sistemas deposicionais deltaicos da Formação Alcobaça.

Foram encontrados bons indícios de rochas reservatório nas Formações Torres Vedras e Alcobaça (aqui designada como «Grés Superiores»). Na Formação Torres Vedras foi identificado uma espessura de 84 m de areias com razão *Net/Gross* de 0,33, porosidades bastante variáveis entre 1 a 23 %, e saturação em água de 100 %. Na Formação Alcobaça foi reconhecido uma espessura efectiva de 70 m, razão *Net/Gross* de

0,30, porosidades de 2 a 11,5 % e saturação em água de 100 %. Apesar dos bons valores de porosidade, as restantes propriedades sugerem que neste ponto estes intervalos não apresentam bom potencial de rochas reservatório.

Não foram detectados fortes indícios de hidrocarbonetos, apenas valores negligenciáveis de gás C1-C2 nas areias grosseiras na base da Formação Torres Vedras.

10.2.5 Poço Touro-1Z

Os reservatórios alvo deste poço foram os carbonatos recifais pertencentes à Formação Linguado, e as areias porosas da Formação Torres Vedras.

Foram identificados múltiplos intervalos com potencial reservatório ao longo do poço, apesar da sua espessura reduzida. Os valores de porosidade determinados para estes reservatórios são variáveis, de 2 a 6 % na Formação Linguado, menores que 12 % no início da Formação Torres Vedras, de 15 a 30 % no final da Formação Torres Vedras, e de 6 a 12 % na Formação Cacém (os intervalos arenosos nesta formação têm valores entre 16 a 33 %). O intervalo com potencial reservatório da Formação Linguado é impermeável. Já o correspondente ao final da Formação Torres Vedras é permeável (valores não indicados).

Nestes intervalos os valores de saturação de água variam entre os 85 a 90 %, no início da Formação Torres Vedras; de 80 a 100 % no final da Formação Torres Vedras; na Formação Cacém variam entre 100 % no membro dolomítico e 80 a 100 % no membro arenoso.

A razão Net Pay destes intervalos é de 2 m (Formação Linguado), < 5 m (Formação Torres Vedras – inferior) e 5 m (Formação Torres Vedras – superior).

Neste poço estão ausentes quaisquer indícios de hidrocarbonetos, tendo sido apenas detectados níveis muito baixos de gás C1 na Formação Torres Vedras.

10.3 Definição de Sistemas Petrolíferos

A interpretação dos dados de natureza litostratigráfica e indícios de hidrocarbonetos em poço, juntamente com o entendimento acerca da maturação nos vários pontos modelados levou à idealização dos potenciais sistemas petrolíferos.

10.3.1 Rochas Geradoras

É indiscutível a presença de intervalos com bom potencial gerador de hidrocarbonetos, nomeadamente os correspondentes aos argilitos do Sinemuriano/Pliensbaquiano, e às margas do Oxfordiano (Jurássico Superior). Estes níveis geradores foram estudados através de análises geoquímicas, estando os resultados

e conclusões acerca do seu potencial gerador presentes no Capítulo VIII da presente dissertação.

10.3.2 Rochas Reservatório

Foram identificados diversos tipos de rochas com potencial reservatório nos vários poços realizados na Bacia do Porto. Em alguns destes intervalos foi mesmo detectado preenchimento por hidrocarbonetos. O primeiro intervalo a registar são os conglomerados pertencentes à Formação de Silves, intersectados pelos poços 5A-1 e Lula-1. A presença de óleo leve e/ou gás levou a considerar este intervalo como potencial reservatório de níveis geradores intercalados, ou ainda de níveis geradores pertencentes ao soco Paleozóico. Apesar de esta Formação consistir em litologias grosseiras, em teoria com bons índices de porosidade, é preciso ter em conta o ambiente tipicamente continental em que esta Formação se depositou, que frequentemente se caracteriza não só por sedimentos grosseiros, mas igualmente por deposição terrígena de siltes e argilas, colmatando os espaços e reduzindo a permeabilidade e porosidade iniciais.

Um segundo intervalo com potencial reservatório foi identificado no poço Lula-1, pertencente aos níveis dolomíticos (intercalados com anidrite) na base da Formação Esturjão. Este intervalo, embora exiba índices de porosidade relativamente bons, não apresenta valores de permeabilidade, sendo considerado como reservatório *tight*. Considera-se que os baixos valores de permeabilidade possam ser justificados pela colmatação de espaços que poderiam estar conectados inicialmente, através de estádios diagenéticos evolutivos. A análise detalhada à microescala do carácter diagenético que deverá ter afectado este reservatório é uma importante ferramenta de estudo, de forma a compreender de que forma é que se deu a diagénese, bem como os *timings* de actuação das várias fases à meso e macroescala. O conhecimento destes parâmetros na Formação Esturjão pode auxiliar a antecipar os intervalos com melhor potencial reservatório noutros locais da bacia.

De seguida, obteve-se boas propriedades de reservatório na Formação Alcobaça, correspondendo a intervalos siliciclásticos frequentemente intercalados com calcários e margas, como se exemplifica no poço Lima-1. Esta variação litológica sugere que os potenciais reservatórios nesta unidade sejam intraformacionais, limitados quanto à sua espessura, mas provavelmente selados lateralmente por argilas, siltes, ou margas.

Acima desta Formação, foram identificados níveis com algum potencial reservatório, correspondentes aos carbonatos micríticos e recifais da Formação Linguado. De facto, as propriedades encontradas neste intervalo não foram as expectáveis inicialmente, correspondendo a baixos valores de porosidade e permeabilidade, o que sugere mais uma vez que a diagénese terá tido algum impacto no preenchimento dos espaços vazios, conectados. Algo que só poderá ser confirmado a partir da análise à microescala, de forma a definir o tipo de preenchimentos e as diferentes fases diagenéticas que se podem identificar. Contudo, levando em consideração alguns elementos identificados a partir da interpretação das linhas sísmicas, pode-se conjecturar acerca da existência de possíveis bioconstruções recifais nas zonas mais elevadas de *rift shoulder*, actualmente correspondendo ao bordo da plataforma continental. Estas estruturas carbonatadas

deverão ter menor carácter micrítico e elevada porosidade inicial, com elevado potencial de reservatório. Estes reservatórios são considerados na indústria como típicos alvos exploratórios, com exemplos bastante estudados a nível global.

Subindo na sequência litostratigráfica, foram reconhecidos vários intervalos arenosos espessos ao longo da Formação Torres Vedras (pre- e pós-superfície de *breakup* continental). Esta Formação constitui porventura o principal alvo siliciclástico nos estudos de pesquisa e exploração de hidrocarbonetos neste sector da margem, tendo sido um dos intervalos estudados neste trabalho, do ponto de vista do controlo tectónico na sedimentação. Muito embora se apresente índices de porosidade e permeabilidade bons nestes intervalos, foram determinadas elevadas (e indesejadas) saturações em água de 100 %, e presença de hidrocarbonetos dispersa ao longo da Formação. Os intervalos arenosos mais promissores encontram-se separados por níveis silto-argilosos, que podem em alguns casos ser responsáveis pela criação de armadilhas estratigráficas, mas que podem igualmente segmentar em demasia os reservatórios, caso haja uma maior frequência destes níveis argilosos, originando menores índices de *net pay*. De forma a compreender a distribuição espacial desta Formação teria que se considerar vários pontos e a aplicação de conceitos de estratigrafia sequencial a um conjunto de dados (poços e/ou linhas sísmicas). Esta ferramenta de estudo pode revelar-se bastante importante nesta situação, de modo a idealizar as variações litológicas de fácies que podem ocorrer espacialmente na mesma Formação, e o impacto nas propriedades de reservatório.

A Formação Cacém foi certamente considerada como um dos reservatórios carbonatados relativamente importantes como alvo exploratório. Trata-se de uma sequência carbonatada e/ou dolomítica, com bons índices iniciais de porosidade e permeabilidade, e complementada pelo facto de ter sido soerguida regionalmente e exposta à erosão no Turoniano, gerando por vezes carsificação, ampliando os poros existentes e criando novos. Porém, a análise desta Formação como rocha reservatório revela que as propriedades sin-deposicionais podem ter sido alteradas por diagénese, mas igualmente pela colmatação de espaços durante a exposição subaérea e carsificação. Neste caso, à semelhança do que se pode encontrar na Bacia Lusitânica (Pena dos Reis *et al.*, 1997), os carsos existentes no topo desta formação estão frequentemente preenchidos por sedimentos finos, silto-argilosos, contribuindo assim para a redução das propriedades de reservatório.

Nos poços realizados na Bacia do Porto não foram identificados bons reservatórios acima da Formação Cacém à excepção da Formação Gândara, depositada imediatamente acima. Esta pode constituir marginalmente um potencial reservatório, caracterizado por areias intercaladas com argilas e margas. Foram determinadas propriedades razoáveis de reservatório apenas no poço 5A-1, não sendo de descartar a possibilidade de haver intervalos mais promissores noutros locais da bacia.

No trabalho realizado por Cardoso *et al.* (2012), é feita uma análise petrofísica dos poços 5A-1, Touro-1 e Lima-1, a partir da análise de logs de neutrão e logs sónico dos mesmos. Esta análise permitiu obter valores de porosidade para estes três poços, que se apresentam nos gráficos seguintes.

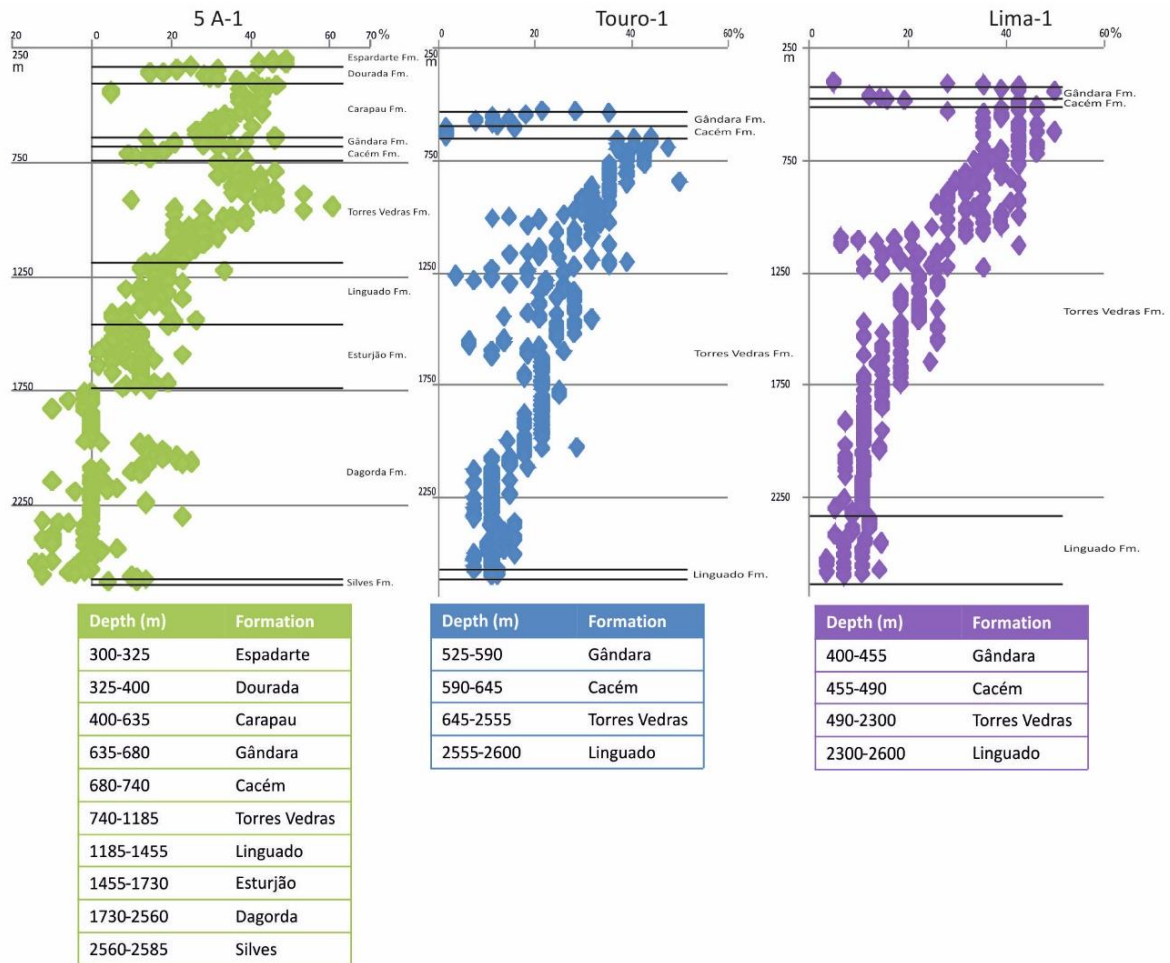


Figura 10.1 – Valores estimados de porosidade dos poços 5A-1, Touro-1 e Lima-1. Estes valores apresentam em geral uma variação que segue uma distribuição logarítmica devido ao aumento da pressão litostática exercida gradualmente nos estratos mais profundos. Os valores aqui representados correspondem a leituras espaçadas de 5 m (imagem retirada de Cardoso *et al.*, 2012)

Embora este estudo tenha sido feito com o intuito de avaliar o potencial reservatório de CO₂ das formações nesta bacia, a estimação das propriedades de reservatório através deste método podem ser úteis na consideração dos mesmos intervalos como rochas reservatório de hidrocarbonetos. A interpretação destes resultados sugere, segundo os autores, a existência de bons intervalos com potencial reservatório em particular na Formação Torres Vedras ($\Phi = 20\%$ a 40% , acima de profundidades de 1250 m) e na Formação de Silves ($\Phi < 20\%$).

10.3.3 Armadilhas

De maneira geral, as armadilhas originalmente expectáveis aquando da realização dos poços foram identificadas nas linhas sísmicas interpretadas. O controlo estrutural foi fundamental para a compartimentação dos reservatórios, identificando-se tanto na Bacia do Porto, como no *offshore* profundo algumas configurações particulares, como blocos

separados por um conjunto de falhas normais subparalelas de direcção NNW-SSE, e anticlinais gerados nas principais fases de inversão tectónica, nomeadamente no soerguimento no Caloviano – Oxfordiano, e ao longo do Cenozóico.

Para além desta segmentação estrutural, há ainda que contar com armadilhas estratigráficas, que frequentemente estão associadas às estruturas formadas, que se caracterizam pela variação lateral das fácies mais porosas para fácies mais finas, que podem selar um determinado reservatório, evitando o escape de fluidos. Outro tipo de armadilha estratigráfica identificada define-se através das bioconstruções recifais carbonatadas (*reef buildup*), que por si só podem constituir excelentes reservatórios, selados no topo e lateralmente por litologias variadas, essencialmente de natureza siliciclástica.

Os elementos selantes dos reservatórios podem ser de várias naturezas, como por exemplo: 1) anidrite e outros compostos argilo-evaporíticos pertencentes à Formação de Dagorda; 2) intraformacionais, como nas sequências siliciclásticas com intercalações de areias, argilas e margas, como é o caso da Formação Torres Vedras; 3) se se tratar de sequências carbonatadas, por vezes as próprias variações texturais e a presença de matriz micrítica em níveis superiores provocam contrastes litológicos, impedindo a migração de fluidos e 4) as várias inconformidades que existem ao longo da sequência litostratigráfica poderão servir como barreira à migração de fluidos, por se tratarem frequentemente de superfícies a nível regional, e que definem contrastes litológicos.

10.3.4 Carta de Eventos de Sistemas Petrolíferos

De acordo com os resultados obtidos na modelação térmica de maturação, levou-se necessariamente em conta os resultados referentes à maturação dos intervalos geradores do Jurássico Inferior e Superior, os momentos de geração e expulsão dos hidrocarbonetos produzidos. A informação acerca dos elementos de sistemas petrolíferos abordados anteriormente e o *timing* de migração de fluidos foi ainda complementada com considerações respeitantes às fases de inversão tectónica no Cenozóico, e o seu impacto na migração e acumulação nos reservatórios na Bacia do Porto.

Como tal, optou-se por organizar estes dados construindo um quadro que contemplasse todos estes elementos de sistemas petrolíferos considerados anteriormente, bem como a integração dos principais eventos de geração, expulsão e acumulação, criando assim uma «Carta de Eventos de Sistemas Petrolíferos» (Figura 10.2). Este esquema sintético é proposto para a área da Bacia do Porto, podendo existir algumas variações a este quadro na transição para as áreas mais distais, no *offshore* profundo.

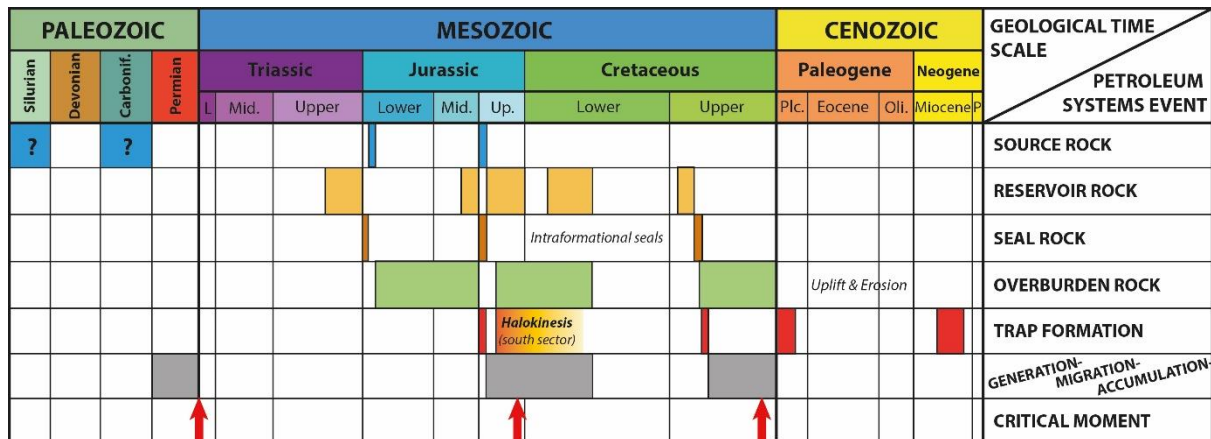


Figura 10.2 – Carta de Eventos de Sistemas Petrolíferos da Bacia do Porto. Neste quadro estão dispostos os elementos de sistemas petrolíferos considerados para esta área, bem como os principais processos que relacionam os vários elementos

Neste quadro estão patentes as várias possibilidades de elementos de sistemas petrolíferos considerados neste capítulo. Alguns dos aspectos considerados no quadro são abordados nos subcapítulos seguintes.

10.4 Play Paleozóico

Às rochas geradoras provadas pela informação de poço, adicionou-se ainda dois intervalos, especulativos, no Silúrico e Carbónico. A natureza e o potencial gerador destes níveis está directamente associada ao tipo e maturação do soco Hercínico. Nesta zona, e de acordo com as referências bibliográficas de Ribeiro *et al.* (1979), a falha Porto-Tomar uma estrutura de divisão das principais unidades tectono-estratigráficas regionais, separando a Este a Zona Centro-Ibérica da Zona de Ossa-Morena, a Oeste.

Embora se careça de dados que comprovem com precisão o tipo e distribuição do substrato Paleozóico neste sector da margem, pode-se especular que, dada a composição metamórfica de baixo grau das amostras recolhidas no poço 5A-1 a base onde assenta a Bacia do Porto deverá provavelmente corresponder aos terrenos da Zona de Ossa-Morena. A análise do tipo de soco aqui intersectado indica a presença de metaquartzovazes com clorite e biotite (metamorfismo retrógrado, fácies dos xistos verdes), sugere que esta zona será a correspondente da Faixa Blastomilonítica Espinho – Tomar – Campo Maior – Córdoba. Nesta unidade não são conhecidos níveis promissores ricos em matéria orgânica que possam justificar a presença dos compostos de gás na Formação de Silves (poço 5A-1).

Contudo, pouco se sabe acerca da extensão regional desta subunidade no *offshore*, pelo que os dados litológicos recolhidos num único local não são, de todo, suficientes para excluir a hipótese de existir um *play* Paleozóico, em que uma dada rocha-mãe, madura para gás, alimenta os reservatórios siliciclásticos pré-evaporíticos da Formação de Silves. Estes, como se verificou anteriormente (*e.g.* Cardoso *et al.*, 2008), possuem por vezes bons intervalos com bom potencial de reservatório.

10.5 Halocinese e Inversão Tectónica

Para além da presença dos vários elementos de rocha geradora, reservatórios e selos, ainda se considerou o impacto e o *timing* dos eventos halocinéticos, que se deram sobretudo durante as fases de maior subsidência sin-rifte, no Jurássico Superior e Cretácico Inferior, bem como a sua reactivação durante as fases de inversão tectónica no Cenozóico. Estes movimentos de Halocinese demonstraram ser, em alguns dos sectores, importantes no controlo sedimentar e na estruturação da margem, desenvolvendo por vezes estruturas diapíricas proeminentes. Estas geometrias podem ser decisivas não só no controlo dos sistemas deposicionais numa fase inicial, bem como, em estados mais evolutivos da bacia, poder constituir armadilhas para a acumulação de hidrocarbonetos, dado o seu carácter geomecânico impermeável.

A fase de inversão tectónica pode, nesta zona Norte da MOI, ter desempenhado um papel fundamental na criação de estruturas de origem compressiva do tipo anticlinal, movimentação de sal, inversão de falhas normais, e afectando igualmente a integridade dos selos. A formação das armadilhas anticlinais durante o Cenozóico seria decisiva caso os hidrocarbonetos gerados fossem expulsos das rochas geradoras após terem sido geradas. Contudo, os dados de modelação indicam que a expulsão dos hidrocarbonetos ter-se-á iniciado na fase de clímax de rifte, entre os 155 Ma e os 125 Ma, e durado até ao final do Cretácico Superior, antes da criação destas estruturas no Cenozóico.

O *timing* da migração implica que, para que um dado sistema petrolífero possa ter funcionado e estar activo, as estruturas que acomodam os fluidos tenham sido criadas anteriormente à migração dos fluidos, de forma a evitar o escape para a superfície. A idade a partir da qual se iniciou a expulsão das rochas geradoras sugere que os reservatórios que estariam em condições de acomodar os hidrocarbonetos seriam os do Triásico Superior, Jurássico Inferior e Médio, e Jurássico Superior.

Contudo, nos pontos modelados determinou-se que a migração se dá ao longo de um largo intervalo de tempo, durando até ao Cretácico Superior. Desta forma, pode-se afirmar que tanto os reservatórios ante-Jurássico Superior como os reservatórios cretácicos das Formações Torres Vedras e Cacém podem ter sido igualmente «carregados» por hidrocarbonetos numa fase de migração posterior. Aqui, a falta de movimentos compressivos responsáveis pela formação de anticlinais, indica que as únicas armadilhas que poderão ter funcionado são as de natureza estratigráfica, comprovada pelos selos intraformacionais da Formação Torres Vedras, e pelas rochas selantes da Formação Gândara, acima do reservatório considerado na Formação Cacém.

A proximidade ao *locus* de convergência da microplaca Ibéria com a placa Eurasiática, aquando do episódio compressivo pré-Pirenaico, e a ocorrência da fase de inversão tectónica Pirenaica pode ter comprometido a integridade estrutural dos selos, fracturando-os, levando à expulsão e exsudação de hidrocarbonetos. O facto de esta bacia estar contígua à falha Porto-Tomar, e de esta ter provavelmente rejogado como falha inversa durante a fase de compressão Bética, pode ter gerado o rompimento das armadilhas criadas, e assim explicar o porquê de não terem sido encontrados volumes comerciais de hidrocarbonetos.

Quando se analisa a cobertura terciária em linhas sísmicas na zona do *offshore* profundo, numa zona já afastada da falha de bordadura Porto-Tomar e do sistema de falhas de talude continental, denota-se que os estratos estão praticamente tabulares, apenas pontualmente com evidências de anticlinais. Aqui, a fase de inversão tectónica terá tido menos impacto na estruturação, promovendo a criação de uma maior coluna sedimentar terciária. Nesta zona mais distal, haverá assim potencialmente maiores condições de preservação de estruturas capazes de conter hidrocarbonetos.

10.6 Sistemas Petrolíferos no Offshore Profundo

A área inicialmente proposta como alvo de estudo compreende a plataforma continental, onde se situa a Bacia do Porto *s.s.*, bem como o talude continental, contíguo, até ao *offshore* profundo.

Dado a existência de dados de sísmica de reflexão interpretados a Oeste da bacia propriamente dita, houve necessidade de compreender as relações tectono-estratigráficas entre a margem proximal interna e externa e, nomeadamente, o impacto das variações litológicas nos potenciais sistemas petrolíferos. Esta análise, embora seja um exercício especulativo, foi essencial para a previsão das litologias possivelmente presentes no *offshore* profundo. Para tal, utilizou-se uma metodologia de estudo que resultou num esquema que segue os princípios utilizados no designado «Diagrama de Wheeler» (Figura 10.3). Esta ferramenta de análise pode ser utilizada no estudo de margens subexploradas, como é o caso da área de estudo, tendo sido aplicada por Pereira (2013) no estudo da Margem Sudoeste Portuguesa, na qual se insere a Bacia do Alentejo.

O esquema idealizado por este autor serviu como referência na definição dos critérios que relacionassem os ciclos transgressivos e regressivos (2ª e 3ª ordem), variações do nível médio do mar, os principais eventos geodinâmicos e tectono-estratigráficos, e ainda o significado regional das várias inconformidades identificadas na Bacia do Porto. Estas relações terão impacto nas variações litológicas nas áreas mais distais, e irão sobretudo redefinir os potenciais elementos de sistemas petrolíferos aí presentes.

Este esquema inclui a coluna litostratigráfica sintética produzida neste trabalho, com as inconformidades identificadas e elementos de sistemas petrolíferos, bem como a síntese da estratigrafia regional da Bacia do Porto. De seguida, inseriu-se uma coluna que regista os principais eventos geodinâmicos deste sector da margem, e que influenciaram a sequência litostratigráfica, bem como uma coluna que mostra a variação eustática do nível médio do mar global, segundo Hardenbol *et al.* (1998) (*in* Pereira, 2013). Com base neste conhecimento de base, foram marcados os possíveis ciclos de transgressão e regressão de 2ª e 3ª ordem, as superfícies de inundação máxima, relacionando as unidades litostratigráficas intersectadas com os ambientes deposicionais associados.

O diagrama consiste numa secção E-W que relaciona, a Este, a coluna litostratigráfica da Bacia do Porto (margem proximal interna) e a Oeste os possíveis intervalos litostratigráficos da margem em *offshore* profundo. Este esquema inicia-se com a definição genérica das estruturas que estabelecem a relação entre a margem proximal interna e externa, nomeadamente as falhas normais NNW-SSE, e ainda a representação

dos *horsts* marginais e montes submarinos que limitam a sedimentação neste sector. De seguida, tendo em conta os critérios enunciados anteriormente, marcou-se a continuação de cada unidade litostratigráfica, e as variações litológicas que poderão ocorrer. Na análise da secção mais distal teve-se em conta as litologias identificadas no poço ODP 398 (a partir do Hauteriviano). Esta sondagem foi realizada num local afastado da área de estudo, apresentando uma sequência litostratigráfica cretácica e terciária diferente do equivalente na Bacia do Porto, evidenciando o carácter deposicional no sector mais distal, com ocorrência de sedimentos mais finos e, por vezes, *black shales* (Soares *et al.*, 2012).

O exercício de dedução das variações litológicas teve em consideração as referências bibliográficas existentes neste sector da margem, nomeadamente a partir dos trabalhos de Alves *et al.* (2003, 2006), Cunha (2008), Soares *et al.* (2012, 2014) e Pereira (2013). Foi igualmente considerada a influência dos principais elementos estruturais na variação litológica, em particular o sistema de falhas de talude continental (identificado na figura como «*shelf break*»), e ainda as falhas que delimitam os altos estruturais, importantes para o controlo da sedimentação neste sector da margem.

A marcação das sequências de 2ª e 3ª ordem teve como base fundamental as variações eustáticas relativas, definidas através da interpretação genérica dos principais ciclos deposicionais, a partir das litologias consideradas na coluna litostratigráfica sintética representativa da Bacia do Porto. Foram tidos em conta os ciclos definidos para a Bacia Lusitânica (Pena dos Reis *et al.*, 2010b), nomeadamente nos eventos associados a alguma incerteza. As mudanças de ciclos foram igualmente associadas às principais inconformidades registadas na coluna litostratigráfica de base, definindo-se ainda as superfícies máximas de inundação («*maximum flooding surface*») no topo de cada ciclo transgressivo.

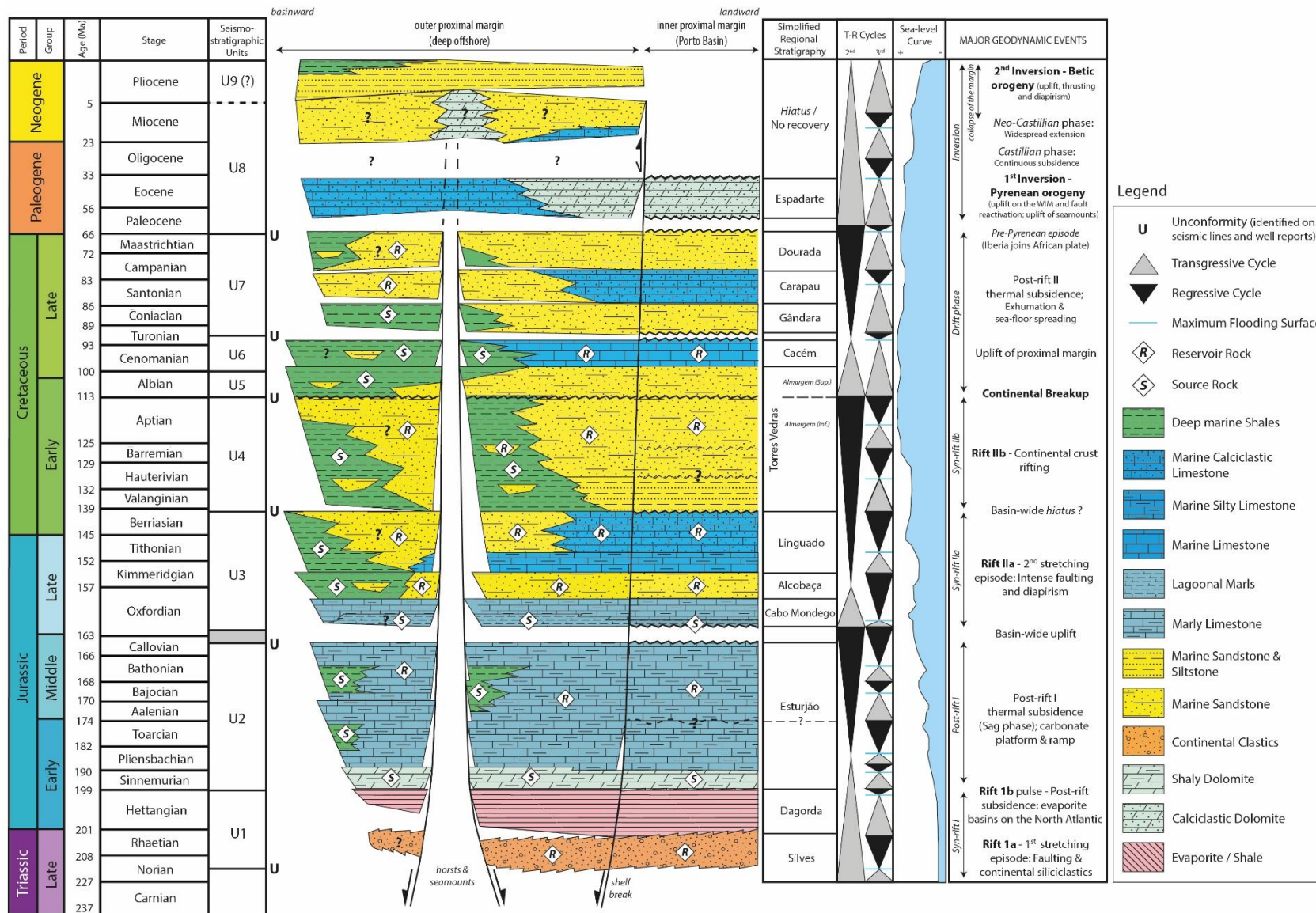


Figura 10.3 – Diagrama de Wheeler sintético que relaciona a litostratigrafia da Bacia do Porto, os principais eventos geodinâmicos, variações eustáticas (Hardenbol *et al.*, 1998) e ciclos de transgressão-regressão. Na secção E-W estão presentes as potenciais variações litológicas para o *offshore* profundo, com impacto na definição dos elementos de sistemas petrolíferos

CAPÍTULO XI

Análise das Margens Conjugadas

11.2.1 A Bacia de Flemish Pass

O anterior histórico de exploração na Bacia de Flemish Pass decorreu em três ciclos exploratórios (nos anos 70, anos 80, final da década de 90) ao longo dos quais foram realizados seis poços exploratórios, em que apenas num destes houve indícios da presença de hidrocarbonetos. Os outros poços não tiveram sucesso comercial, apesar de terem intersectado boas formações reservatório e, no poço Baccalieu I-78, ter sido identificada uma excelente rocha-mãe do Kimmeridgiano. O poço Mizzen L-11, realizado no ano de 2003, intersectou cerca de 5 m de óleo nas formações arenosas no Jurássico Superior, provando que o óleo foi gerado na bacia e migrado para reservatórios de qualidade (Enachescu, 2014).

A Bacia de Flemish Pass localiza-se no *offshore* profundo, cerca de 500 km da Terra Nova, com uma coluna de água de cerca de 1000 – 1100 m. O paradigma que prevaleceu até à descoberta do poço Mizzen em 2009 era que a Bacia de Flemish Pass teria uma distribuição regional limitada de rocha-mãe, sendo uma província geradora de óleo pesado. A sua localização geográfica, em condições climáticas difíceis típicas desta região Norte Atlântica, e o afastamento à costa não se tratariam à partida do contexto ideal para a exploração. Contudo, na sequência de vários estudos de interpretação e modelação realizados pela Statoil, os quais serviram para prever as acumulações de hidrocarbonetos, os poços Mizzen, Harpoon e Bay du Nord revelaram a presença de óleo leve com cerca de 30 – 34° API (McDonough, 2014). Estas descobertas confirmaram os estudos realizados na Bacia de Flemish Pass, constituindo uma mudança de paradigma, assegurando a criação de uma província petrolífera capaz de albergar cerca de 100 a 200 Milhões de barris de óleo de boa qualidade (*in* www.statoil.com/en/NewsAndMedia/News/2013/Pages/19Jun_Canada.aspx).

A Bacia de Flemish Pass encontra-se entre o continente Americano e os altos estruturais pertencentes ao denominado Flemish Cap, estando afastada da margem divergente próxima da transição continente-oceano. Este enquadramento pode constituir um análogo da área de estudo considerada no presente trabalho, compreendida entre a plataforma continental e os altos estruturais de soco, limitada distalmente a noroeste pelos grandes Bancos da Galiza.

Assim como ocorre na Margem Ocidental Ibérica, nas margens canadianas de Terra Nova as bacias e sub-bacias estão actualmente conectadas estruturalmente ou separadas por altos de soco Proterozóico, cinturas vulcânicas e cristas. A Bacia de Flemish Pass, localizada no eixo conjugado da Bacia do Porto, apresenta uma evolução geológica e sequência sedimentar similar a esta. Ao longo da sua evolução geodinâmica durante o Mesozóico todas estas bacias estariam conectadas, como provam os vários elementos semelhantes das sequências deposicionais. Esta inicia-se com depósitos continentais no Triássico Superior, seguidos de sequências argilo-evaporíticas e plataformas e rampas carbonatadas durante o Jurássico Inferior e Médio. Depositaram-se sedimentos siliciclásticos finos, grosseiros, e carbonatados durante a segunda fase de rifte no Jurássico Superior, bem como um período de recobrimento siliciclástico na fase de clímax de rifte no Cretácico Inferior, culminando com a distribuição de cobertura regional do Cretácico terminal e terciário.

Esta bacia Canadiana apresenta assim um registo sedimentar Meso-Cenozóico, tendo sido intersectado por 3 poços exploratórios (Mizzen O-16, Bay du Nord C-78, Harpoon-85) com óleo leve de 34° API, e ainda outro poço com bons indícios de óleo (Mizzen L-11). Outros poços na bacia intersectaram reservatórios siliciclásticos de boa qualidade e rochas com potencial gerador desde o Jurássico Superior ao Cretácico Inferior (Lowe *et al.*, 2009) (Figura 11.2).

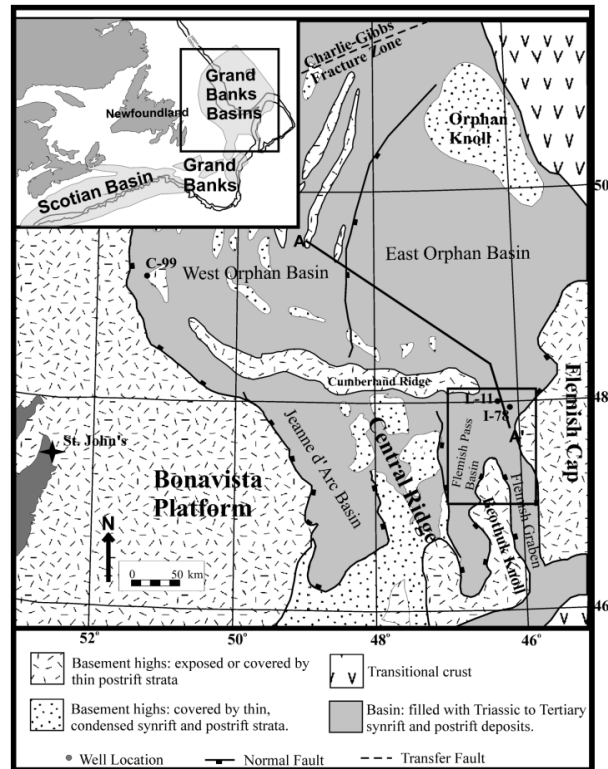


Figura 11.2 – Localização dos poços Mizzen L-11 e Bay du Nord C-78, na Bacia de Flemish Pass (mapa retirado de Lowe *et al.*, 2009)

De seguida apresenta-se uma secção sísmica interpretada, que mostra a estrutura da bacia ao longo de um perfil S-N, bem como a localização dos poços Mizzen.

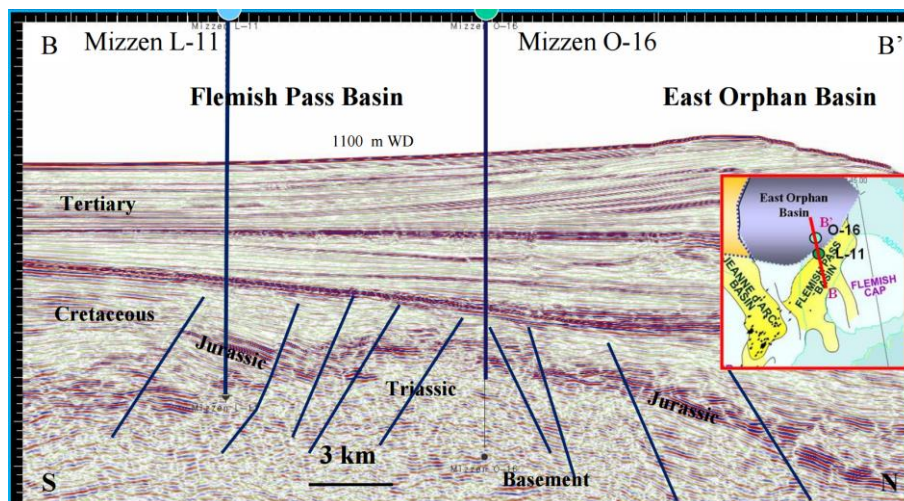


Figura 11.3 – Secção sísmica Sul (B) – Norte (B'), sem escala vertical, em que se assinalam os poços Mizzen L-11, que registou indícios de óleo, e Mizzen O-16, que constituíram importantes descobertas comerciais de hidrocarbonetos na Bacia de Flemish Pass (retirado de Enachescu *et al.* 2010)

A Bacia de Flemish Pass é considerada como o membro mais ocidental das bacias canadianas e, portanto, com maior ligação às restantes bacias atlânticas. Está separada da Bacia Jeanne d'Arc por um alto estrutural, e está limitada por falhas de descolamento herdadas do soco. Estas duas bacias apresentam uma evolução geológica e registo sedimentar semelhante. Estando mais próxima do ponto triplo de placas tectónicas e do alto Flemish Cap, esta bacia sofreu bastantes alterações na direcção do vector extensional, o que resultou em movimentos transtensivos e na formação de estruturas típicas de desligamento, como estruturas em flôr e inversão de blocos rodados durante o Cretácico (Enachescu, 2014).

A evolução tectono-sedimentar da bacia inclui várias fases sin-rifte, seguidas de uma fase de subsidência térmica pós-rifte, com acumulação predominante de sedimentos siliciclásticos.

11.2.2 Comparação das bacias do Porto e Flemish Pass

A disposição das várias colunas litostratigráficas espelha as similaridades existentes entre estas. A sequência litostratigráfica Meso-Cenozóica é idêntica nas duas margens conjugadas, mostrando unidades semelhantes. Em relação às principais rochas geradoras, existe uma relação directa entre o intervalo gerador do Jurássico Inferior nas duas bacias Ibéricas e a Formação Iroquois. A mesma semelhança pode ser encontrada entre o intervalo gerador do Jurássico Superior (Formação Cabo Mondego, na Bacia do Porto, e Formação de Cabaços, na Bacia Lusitânica) e as margas do Caloviano – Oxfordiano identificadas na região dos grandes Bancos da Terra Nova, e que aqui têm boas propriedades como rocha geradora.

Apesar destas similaridades, parece não haver equivalência dos principais níveis geradores entre as duas margens. Assim, na Bacia de Flemish Pass a principal rocha-mãe que gera hidrocarbonetos para os reservatórios sobrejacentes é a do Kimmeridgiano – Titoniano (Membro Egret da Formação Rankin), depositada em ambiente marinho, e que aqui se apresenta dentro da janela de maturação de hidrocarbonetos (Foster & Robinson, 1993). Este intervalo gerador, que segundo estes autores pode durar até ao Berriasiano inferior, é assim o principal gerador de hidrocarbonetos para os reservatórios siliciclásticos identificados sobretudo no Berriasiano e Titoniano Superior (Formação Baccalieu e Formação Fortune Bay). Para além destes reservatórios identificados no Jurássico Superior e Cretácico Inferior, há ainda que referir outras formações com boas características para albergar hidrocarbonetos, como os reservatórios arenosos do Cretácico Superior (Formação Fox Harbour e Formação Otter Bay) e do Terciário (Formação Avondale e Formação South Mara).

Pode se considerar que na Bacia de Flemish Pass, à semelhança da bacia vizinha Jeanne d'Arc, a principal rocha geradora considerada corresponde ao membro argiloso da Formação Egret, equivalente à Formação «Rankin» (Kimmeridgiano – Titoniano). As outras possíveis rochas-mãe serão as de idade Turoniano – Albiano, a pertencente ao Sinemuriano – Pliensbaquiano, e ainda alguns intervalos no Terciário que podem estar maduros em alguns locais de maior espessura (3 km). Em algumas zonas da bacia o soco

Paleozóico poderá constituir uma potencial rocha geradora, embora mais propensa a estar madura para gás (Enachescu, 2014).

Apresenta-se de seguida um quadro-resumo litostratigráfico entre as bacias do Porto e Lusitânica (Norte), com as bacias canadianas de Flemish Pass e Jeanne d’Arc, de modo a comparar as megassequências e os potenciais sistemas petrolíferos desenvolvidos nas margens conjugadas Ibéria – Terra Nova.

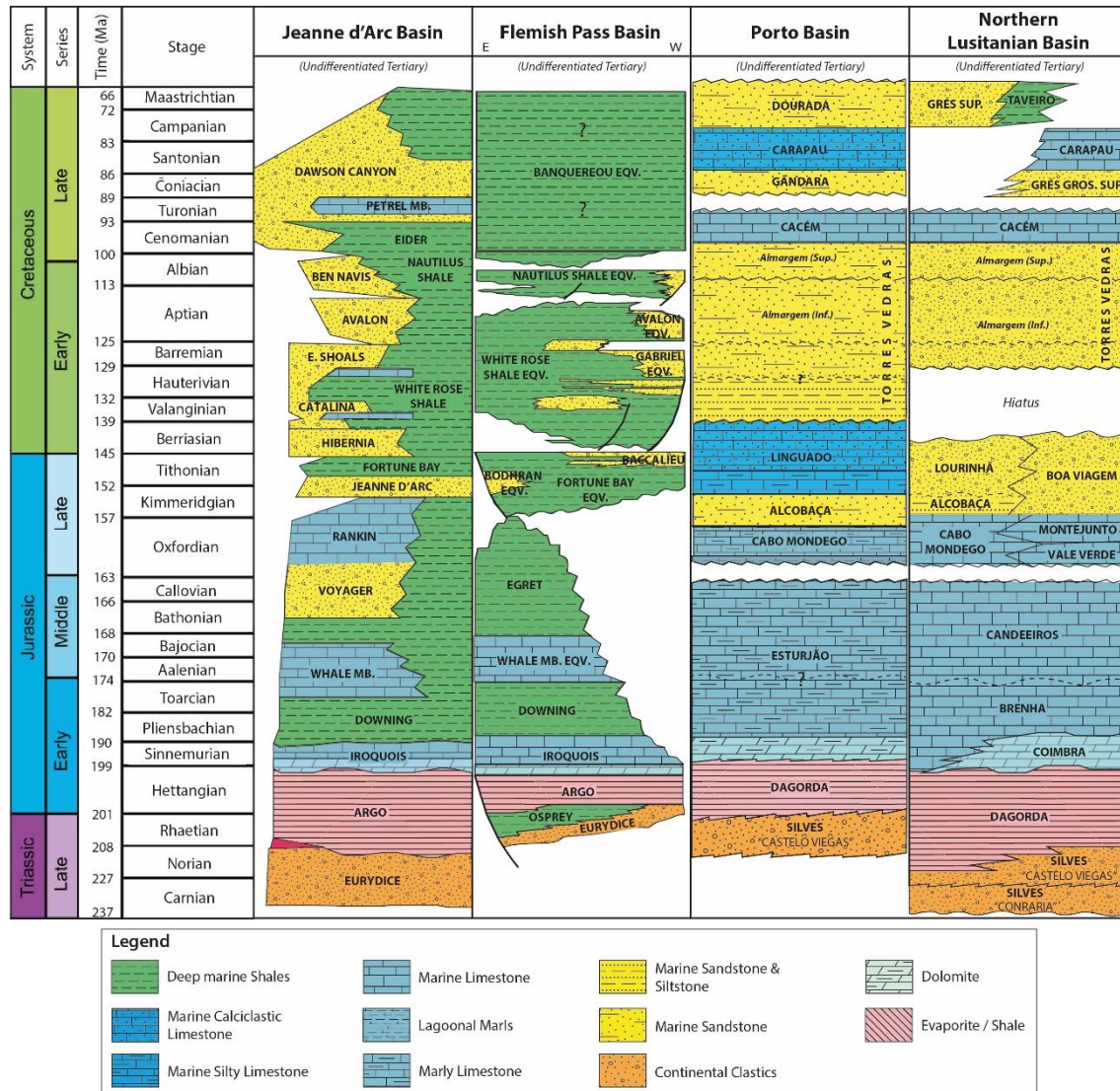


Figura 11.4 – Comparação entre as sequências litostratigráficas sintéticas das bacias Flemish Pass e Jeanne d’Arc, na margem Canadiana, e as equivalentes conjugadas ibéricas do Porto e Lusitânica (Sector Norte). Coluna litostratigráfica da Bacia Lusitânica (Norte) baseada em Azerêdo *et al.* (2003), Rey *et al.* (2006), Cunha (2008), Pena dos Reis *et al.* (2010b), Pereira (2013); Coluna litostratigráfica da Bacia do Porto baseada em Witt (1977), Cunha (2008), Soares *et al.* (2012, 2014); Coluna litostratigráfica da Bacia de Flemish Pass baseada em Foster & Robinson (1993), Lowe *et al.* (2011) e num folheto informativo da TGS (n. publ.); Coluna litostratigráfica da Bacia Jeanne d’Arc adaptada de Pereira (2013). EQV – Equivalente

A análise genérica deste quadro comparativo de colunas litostratigráficas sintéticas põe em evidência as semelhanças existentes entre estas quatro bacias periatlânticas. Estas

revelam a evolução do *rifting* multifásico ao longo do Mesozóico, com uma cobertura terciária indiferenciada.

Em geral, os litótipos são correlacionáveis, havendo porventura diferenças litológicas consoante a posição relativa de cada estrato em relação à fonte sedimentar. O início de rifte encontra-se bem assinalado com depósitos essencialmente de origem continental, seguidos de um espesso intervalo argilo-evaporítico. Seguidamente, ao longo do Jurássico Inferior e Médio, há um período de acalmia tectónica, no qual se depositaram espessas sequências carbonatadas na margem Ibérica, e argilo-carbonatadas na margem Canadiana. A primeira inconformidade identificada a nível regional está presente entre o Caloviano e o Oxfordiano nas duas margens, embora possivelmente com maior expressão e importância no lado Ibérico.

A segunda fase de rifte está assinalada pela presença de depósitos carbonatados e/ou margosos no Oxfordiano, seguidos por depósitos essencialmente siliciclásticos na Bacia Lusitânica Norte, carbonatados na Bacia do Porto, e argilo-arenosos nas bacias Canadianas. Ao longo do Cretácico Inferior, correspondente à última fase de *rifting*, há um aumento do acarreo continental que gera espessas sequências siliciclásticas, que duram até ao evento de *breakup* continental, indicado nas colunas litostratigráficas, e que constitui um importante marco na evolução geodinâmica regional. A partir deste evento pode-se notar uma ligeira diferença quanto à evolução das duas margens conjugadas, embora mantendo similaridades litológicas até ao final do Mesozóico, como provam as provavelmente correlacionáveis Formação Cacém e Membro Petrel, e o restante Cretácico terminal. Neste período, devido à proximidade da Bacia de Flemish Pass com o ponto triplo Norte Atlântico e ainda devido à rotação do Flemish Cap, houve uma variação do vector extensional que resultou em movimentos transtensivos, estruturas «em flôr» e inversão de blocos rodados. Nos altos estruturais perfurados por poços na bacia, a sucessão do Cretácico Superior é muito pouco espessa ou erodida devido a um levantamento tectónico e inversão de estruturas (Enachescu, 2014).

A cobertura terciária foi neste caso considerada como sendo indiferenciada. O tipo de depósitos e espessuras em ambas as margens são distintos, reflectindo as diferentes fases de inversão que ocorreram nas duas margens ao longo do Cenozóico. Analisando a evolução tectónica cenozóica nas duas margens, é de assinalar a existência de duas grandes fases compressivas na MOI, afectando as estruturas e criando depósitos pouco espessos. Contudo, na Bacia de Flemish Pass houve um último episódio de subsidência do Cretácico terminal ao Terciário, promovendo a deposição tabular e espessa (1 km a 2,5 km) de sedimentos argilosos marinhos (à excepção da unidade carbonatada Petrel) que assim preservaram os grandes pacotes tectono-sedimentares sin-rifte (Enachescu, 2014).

A disponibilização da informação contida nos poços recentemente furados na Bacia de Flemish Pass será essencial para a idealização de uma coluna litostratigráfica mais fidedigna, em especial desde os reservatórios que se prevê serem de idade titoniana e/ou berriasiana até ao topo da sequência terciária.

A comparação das interpretações litostratigráficas das bacias do Porto e de Flemish Pass, no âmbito do estudo das margens conjugadas atlânticas, ganha assim uma renovada importância dadas as descobertas comerciais na margem Canadiana, e as equivalências

temporais registadas na conjugada Ibérica. Estas traduzem a semelhante evolução Mesozóica no contexto da abertura do rifte Atlântico Norte, apresentando sequências litostratigráficas idênticas, contendo possivelmente sistemas petrolíferos análogos.

CAPÍTULO XII

Discussão de Resultados

12.1 Introdução

Neste capítulo apresenta-se a apreciação dos principais resultados obtidos ao longo deste trabalho, referentes principalmente aos Capítulos 7 a 10, englobando as metodologias de estudo utilizadas. Estão patentes os principais pontos que se consideraram ser os mais pertinentes para serem discutidos, principalmente no que toca ao controlo das estruturas na sedimentação, resultados do potencial geoquímico de maturação, e ainda a definição dos sistemas petrolíferos, modelação de maturação térmica e a problemática dos *timings* de carga de hidrocarbonetos.

12.2 Síntese da Tectono-Estratigrafia do sector NW da margem Portuguesa

A análise tectono-estratigráfica realizada para a área de estudo revelou a existência de três locais onde estarão presentes pacotes sin-rifte genéricos na Bacia do Porto *strictu sensu* (espessura máxima de 2,8 s TWT), na zona de transição entre o Sector Norte e Sul (espessura máxima de 2,0 s TWT), e no sector Sudoeste (espessura máxima de 2,6 s TWT). Estes terão sido formados ao longo das fases de rifte I (Triásico Superior), na primeira fase de pós-rifte I (Jurássico Inferior e Médio), rifte II-a (Jurássico Superior) e II-b (Cretácico Inferior). A última fase de pós-rifte, desde o evento de *breakup* continental até ao Terciário, caracteriza-se por apresentar estratos genericamente tabulares, cobrindo uniformemente os depósitos sin-rifte, embora se identifiquem espessas cunhas de crescimento sedimentar contra falhas normais na zona do sopé de talude continental. Identificaram-se espessuras máximas de cerca de 850 ms TWT na Bacia do Porto *s.s.* e 2,0 s TWT na zona de transição entre os sectores Norte e Sul, e no sector Sudoeste.

A interpretação dos principais alinhamentos de falha identificados nas linhas sísmicas indicia o forte controlo estrutural que afectou a deposição dos pacotes sismo-estratigráficos identificados neste sector da margem. Estes alinhamentos exibem a rede de fracturas que se podem associar à orogenia Hercínica, mostrando que as estruturas do soco Paleozóico na base destas bacias tiveram uma forte influência na formação destas, principalmente durante a fase de início de rifte no Triásico Superior, e acentuada na fase de clímax de rifte ao longo do Jurássico Superior e Cretácico Inferior. Nesta fase de conexão de falhas (Leeder & Gawthorpe, 2000), dá-se o prolongamento das principais estruturas NNW-SSE, criando zonas de acomodação de tensão perpendiculares as estas. Estas zonas de acomodação ENE-WSW deverão estar associadas à criação de rampas de ligação de direcção NNW-SSE, homoclinais ou em degraus, que terão sido responsáveis pela criação de sistemas de drenagem e transporte sedimentar dos locais topograficamente mais elevados para os depocentros criados a jusante. Estas estruturas têm uma especial importância no controlo sedimentar da margem pois podem estabelecer sistemas deposicionais de sedimentos siliciclásticos bem calibrados, com melhor potencial para constituírem bons reservatórios.

À medida que a fase de rifte atinge o seu clímax na passagem do Jurássico Superior para o Cretácico Inferior, a subsidência tectónica aumenta, com maior rotação de blocos

do soco e maior desenvolvimento de movimentos halocinéticos por parte da Formação de Dagorda. A conjugação destes eventos de maior actividade tectónica leva à criação de barreiras estruturais como *horsts* e *rift shoulders* desenvolvidos perpendicularmente à principal direcção extensional E-W. Estas barreiras à sedimentação deverão ter sido rompidas por falhas de acomodação ENE-WSW, conjugadas das NNW-SSE, sendo assim responsáveis pelo *bypass* sedimentar da margem proximal para a margem distal mais profunda.

A partir do Cretácico Inferior a actividade tectónica extensional continua a decorrer, embora se dê a diminuição gradual do Fluxo de Calor, até se dar o evento de *breakup* continental no Aptiano – Albiano. A partir deste momento inicia-se a fase de pós-rifte, em que os pacotes sismo-estratigráficos correspondentes revelam uma distribuição uniformemente tabular, sugerindo um fraco controlo tectónico na sedimentação.

O pacote sismo-estratigráfico referente à cobertura terciária revela uma espessura negligenciável (200 ms TWT) na zona da plataforma continental, onde se situa a Bacia do Porto *s.s.*. Contudo, na margem proximal externa pós-talude continental, verifica-se uma maior distribuição de espessuras assinaláveis de sedimentos cenozóicos. As maiores espessuras (800 ms TWT) encontram-se junto às falhas de sopé de talude continental e de altos estruturais de soco. Esta análise leva a supor que a actividade tectónica compressiva associada às orogenias Pirenaica e Béticas terá conduzido ao maior levantamento da margem na zona da plataforma continental, provavelmente acentuada pelo rejogo da Falha Porto-Tomar, proporcionando assim menor deposição e/ou erosão das sequências terciárias e/ou do Cretácico terminal. Já na zona de *offshore* profundo a actividade tectónica compressiva terá tido influência preponderante no levantamento dos altos de soco, como os Montes Submarinos do Porto e de Vigo, criando espaços de acomodação na envoltória destes, e junto das falhas de sopé de talude continental, reactivadas durante esta fase. As falhas que constituem o Canhão Submarino do Porto são uma das evidências da actividade tectónica contínua ao longo do desenvolvimento da margem, que em alguns troços do talude chegam a colocar em descoberto estratos de idade cretácica. Numa primeira fase mostram o carácter de desligamento ENE-WSW associado à extensão crustal com a mesma direcção, e numa segunda fase com carácter normal e possivelmente rejogando a componente de desligamento durante a inversão tectónica cenozóica.

A análise integrada de linhas sísmicas amarradas aos poços realizados sugerem uma maior espessura de pacotes sin-rifte no depocentro da Bacia do Porto do que seria inicialmente expectável. A partir da aplicação de um modelo de velocidades a partir do poço 5A-1, e segundo o critério de interpretação dos horizontes sísmicos que foi aplicado neste trabalho, considerou-se que a espessura máxima no depocentro da bacia terá entre 6 a 6,5 km. Este dado constitui uma importante novidade no que toca ao entendimento evolutivo prévio da bacia, sendo bastante diferente do considerado a partir da análise do relatório MILUPOBAS (Moita *et al.*, 1996) e em outras referências bibliográficas (Alves *et al.*, 2006; Cunha, 2008). Esta alteração tem impacto tanto ao nível do entendimento da evolução da bacia, bem como no modelo térmico construído e na maturação de hidrocarbonetos. Como exemplo, a espessura sedimentar considerada para o depocentro da Bacia do Porto coloca os potenciais intervalos geradores do Jurássico Inferior bem dentro da janela de maturação de gás.

Estas considerações acerca do modo como as estruturas e a evolução da actividade tectónica influenciaram a geometria e tipo de depósitos neste sector não são mais do que interpretações feitas a partir de um conjunto de dados que permitiram apenas uma análise regional. De forma a detalhar estas relações e melhor constranger os pacotes sin-rifte terá de se analisar um conjunto de dados com maior densidade espacial, como uma malha apertada de linhas sísmicas 2D ou, idealmente, cubos sísmicos tridimensionais, auxiliado com novas sondagens ao longo da margem.

12.3 Síntese do Potencial Gerador da Bacia do Porto

A análise de dados geoquímicos proporcionou constatar que existe genericamente potencial gerador na Bacia do Porto. Houve várias evidências que suportam esta afirmação, a começar pela existência de razoáveis a bons valores de TOC e IH, indicadores promissores de boas propriedades de matéria orgânica. A combinação destes valores razoáveis a bons de TOC (wt%) foi identificada sobretudo nos intervalos geradores do Jurássico Inferior, no poço Lula-1 e 5A-1. Contudo, nos intervalos na base do Jurássico Superior, identificados sobretudo no poço Cavala-4, considerou-se a existência de baixos valores de TOC (wt%).

Contudo, há que considerar que estes valores podem estar subvalorizados, já que os pontos amostrados estarão em profundidades relativamente elevadas, estando perto ou mesmo dentro da janela de maturação. Como se demonstrou no Capítulo 8, o conteúdo original de matéria orgânica deverá ser maior do que se apresenta actualmente, já que ao longo do processo de maturação existe geralmente uma redução de TOC e do Índice de Hidrogénio característicos de cada formação. Idealmente, estes níveis geradores teriam de ser recolhidos em afloramentos que tivessem preservado ao máximo as propriedades orgânicas originais. Porém, dado o facto de esta bacia estar preservada apenas no *offshore*, tal não foi possível.

A análise dos gráficos de pseudo-Van Krevelen demonstrou que as amostras recolhidas nos poços 5A-1, Lula-1 e Cavala-4 deverão ser compostas por querogénio dos tipos III, II e I, existindo potencialmente uma mistura entre os opostos tipos I e III, sugerindo erradamente a existência de querogénio do tipo II. A interpretação destes resultados indica que haverá propensão de geração tanto de óleo como de gás.

Os valores de T_{máx} foram considerados na estimação da maturação térmica dos níveis amostrados. Estes demonstraram que terá havido boas condições para estas amostras terem entrado na janela de maturação de óleo, nomeadamente nos intervalos do Sinemuriano e/ou Pliensbaquiano correspondentes à base da Formação Esturjão, e do Oxfordiano, pertencente à Formação Cabo Mondego.

12.4 Análise de Bacias

Na análise da evolução da Bacia do Porto levou-se em conta a litostratigrafia da bacia, bem como os mecanismos de controlo tectono-estratigráficos, servindo assim de guia para a determinação das principais etapas de subsidência e levantamento tectónico.

Para a determinação dos factores de estiramento e análise de subsidência da bacia analisou-se os gráficos de subsidência tectónica produzidos por Cunha (2008) através do *backstripping* dos poços 5A-1 (Sector Sul) e Lula-1 (Sector Norte), generalizando os resultados para cada um destes dois sectores distintos da bacia. Como se esperaria, ao analisar as curvas de subsidência tectónica nestes poços detectou-se uma sólida relação entre os períodos de *rifting* inicialmente assumidos na análise de evolução tectono-estratigráfica e as fases de subsidência tectónica.

Dado que não se realizou modelação térmica no poço 5A-1 por falta de dados de calibração e pela ausência de intervalos geradores francos, tomou-se em apenas em consideração os dados existentes para o poço Lula-1. Neste, assumiu-se o modelo térmico com melhor ajuste ao longo de três períodos de rifte, definindo valores de factor de estiramento iniciais de $\beta = 1,22$ (Triásico – Jurássico Inferior, duração de 26 Ma), $\beta = 1,07$ (Jurássico Superior, duração de 12 Ma), e $\beta = 1,03$ (Cretácico Inferior, duração de 10 Ma).

Estes parâmetros térmicos foram assim a base da construção do modelo de variação do fluxo de calor ao longo do tempo, para a Bacia do Porto. Estes valores foram então inseridos no *software* de modelação PetroMod, correndo posteriormente as iterações de modelo térmico. O resultado deste modelo inicial não contemplou os eventos de erosão, pelo que houve alguma discrepância entre a curva de maturação térmica teórica produzida pelo *software* e os valores de reflectância de vitrinite (%Ro) existentes para o poço em questão. Através de exercícios de tentativa-erro, houve assim que considerar dois eventos principais de soerguimento e erosão, que corresponderam ao evento erosivo entre o Caloviano e o Oxfordiano, e ainda o evento erosivo associado à fase de levantamento tectónico no Cenozóico, promovido pela ocorrência das orogenias Pirenaica e Béticas.

No evento erosivo de carácter regional no Caloviano-Oxfordiano considerou-se um levantamento seguido de erosão com perda de cerca de 300 m a 500 m. Esta estimativa de valores foi baseada na análise do relatório de poço Lula-1. Aqui verificou-se que o valor que permitiu um melhor ajuste da curva de maturação teórica aos dados de reflectância de vitrinite seria o de 500 m. Este valor, mais alto do que 300 m, foi utilizado com algum grau de confiança devido à proximidade com a Falha Porto-Tomar, que mostrou ter elevada actividade ao longo da formação da bacia, tanto no controlo da subsidência como nas fases de *uplift* generalizado. À semelhança deste ponto modelado, nos restantes pseudo-poços considerados na Bacia do Porto foi utilizado este valor de 500 m, partindo do mesmo critério de proximidade à Falha Porto-Tomar.

Nos restantes pseudo-poços realizados na área do *offshore* profundo optou-se por utilizar o valor de 300 m. Nesta zona, afastada da principal falha de bordadura a Este, e em teoria tectonicamente mais estabilizada, considerou-se que este valor seria o que melhor espelharia a quantidade de sedimentos em falta resultantes do levantamento no

Caloviano-Oxfordiano. Na verdade, ao realizar a modelação com um e outro valor concluiu-se não haver diferenças substanciais quanto ao *timing* de entrada dos níveis geradores nas janelas de maturação. Considerou-se, assim, que nesta zona a quantificação exacta dos eventos erosivos não teve influência na evolução de maturação.

12.5 Modelação de Sistemas Petrolíferos

Através dos exercícios de modelação térmica foi possível demarcar uma “cozinha” de hidrocarbonetos na área contígua à Bacia do Porto. Nesta área existe potencial para ter ocorrido maioritariamente maturação de óleo, mas igualmente maturação de gás nos locais onde foram identificadas as maiores espessuras de sedimentos. Nesta situação, o modelo de subsidência no pseudo-poço PW1, realizado no potencial depocentro da bacia, pode justificar os indícios de gás detectados em alguns dos poços realizados (Cavala-4, Lula-1, Lima-1, Touro-1).

Uma das grandes ressalvas que se terá de se assinalar é que, por mais que se possa especular acerca do potencial petrolífero na zona do *offshore* profundo, em especial nesta margem de pós-talude continental, a ausência de sondagens que atravessem a sequência sedimentar Meso-Cenozóica completa aumenta significativamente o grau de incerteza das litologias previstas e dos modelos térmicos que possam ser realizados. Esta será porventura a principal problemática deste estudo, e que obriga a uma análise contextualizada dos resultados obtidos para o sector mais distal da área de estudo deste trabalho.

Apesar da existência de várias publicações referentes às bacias que compõem a margem ocidental ibérica, a falta de testemunhos de sondagem e a escassez de dados publicados que claramente indicassem os potenciais sistemas petrolíferos nesta região foi responsável pela reflexão a partir dos dados existentes na Bacia do Porto. De forma a completar esta escassez de dados foi criado um Diagrama de Wheeler, que relacionasse o conhecimento litostratigráfico e elementos de sistemas petrolíferos da Bacia do Porto com os principais eventos geodinâmicos associados à evolução deste sector da margem, variação do nível eustático e ciclos de transgressão-regressão de 2ª e 3ª ordem. Esta integração dos vários dados revelou-se uma importante metodologia de estudo para a especulação criteriosa acerca das possíveis variações litológicas na área mais afastada e desconhecida, tal como foi realizado, por exemplo, para a Bacia do Alentejo por Pereira (2013). As variações litológicas aqui definidas levaram em conta todos os elementos existentes de índole estratigráfica e geodinâmica, à meso e macroescala, e que resultaram na definição dos novos potenciais elementos de sistemas petrolíferos no *offshore* profundo. Com efeito, se se considerar os pontos onde existem grandes espessuras de pacotes tectono-estratigráficos de sin-rifte, onde potencialmente existem maiores acumulações de rochas-mãe e reservatórios, abrem-se assim novas oportunidades na exploração de hidrocarbonetos.

Os resultados da modelação térmica nos pseudo-poços definidos na margem proximal externa mostram a existência de uma segunda “cozinha” de geração de hidrocarbonetos no sector Sudoeste da área de estudo, no *offshore* profundo. Considerando os hipotéticos

elementos de sistemas petrolíferos definidos pelo Diagrama de Wheeler definidos neste estudo, pode-se afirmar que teoricamente haverá boas condições neste local para encontrar níveis geradores de hidrocarbonetos na janela de maturação de óleo. Contudo, terá de se ter em consideração que os parâmetros geoquímicos de cinética de querogénio, TOC e IH utilizados na modelação dos pseudo-poços foram os mesmos considerados para os intervalos geradores na Bacia do Porto. Naturalmente, dada a ausência de dados, foi feita uma abordagem simplista destes parâmetros geoquímicos, extrapolando directamente os valores conhecidos da Bacia do Porto, o que pode resultar na valorização negativa ou positiva dos tipos e quantidade de hidrocarbonetos gerados no *offshore* profundo. Mais uma vez, é de referir que a única forma de avaliar correctamente as quantidades e tipos de hidrocarbonetos gerados será através de análise de amostras recolhidas em sondagens realizadas nestes locais.

12.6 *Timing* de Carga de hidrocarbonetos na Bacia do Porto

Uma das questões que surgiram ao longo do processo de análise dos resultados de modelação térmica está associada ao *timing* de geração, expulsão e acumulação de hidrocarbonetos no poço Lula-1. Este foi considerado como o principal ponto de referência para a análise do potencial petrolífero na Bacia do Porto, devido aos fortes indícios detectados e por haver dados de natureza geoquímica suficientes para realizar e calibrar os modelos propostos.

A identificação de um intervalo gerador espesso no poço Lula-1 pertencente à base do Jurássico Inferior, juntamente com os fortes indícios de óleo encontrados ao longo deste poço levam a considerar que presumivelmente a geração de óleo na Bacia do Porto estará fortemente associada a estes níveis. Contudo, os resultados dos modelos efectuados nos pseudo-poços na bacia indicam que os níveis geradores pertencentes ao Jurássico Superior deverão ter igualmente entrado na janela de geração de óleo e, por isso, poderão ser também responsáveis por alguns dos indícios detectados nos poços. Apesar de no poço Lula-1 não terem sido detectados os níveis geradores do Oxfordiano, provavelmente por este local estar topograficamente mais elevado neste intervalo de tempo devido ao soerguimento regional, a interpretação sísmica sugere que esta formação pode estar presente a leste do poço, onde existem maiores espessuras de pacotes sin-rite.

Segundo o relatório de poço, foram retiradas e analisadas amostras das paredes de poço, sendo considerada uma espessura de cerca de rocha-mãe efectiva com cerca de 23 m. Neste poço foram detectadas ocorrências de óleo leve (condensado) desde os 2135 m, correspondentes aos argilitos do Cretácico Inferior, até aos 3850 m, nos dolomitos do Jurássico Inferior. A análise dos logs de inclinómetros e a partir da interpretação sísmica indicam que a armadilha estrutural do tipo anticlinal compreende este intervalo onde se detectaram estes indícios. Acima dos 2090 m, correspondente à inconformidade da base do Cretácico Inferior, as armadilhas estruturais estão ausentes.

O *timing* de carga de hidrocarbonetos, definido a partir dos resultados da modelação térmica neste trabalho, aparentemente é favorável para justificar a acumulação nas armadilhas estruturais. Estas estruturas terão sido formadas no Jurássico Superior, durante

o período de maior subsidência tectónica, tendo havido crescimento estrutural até à fase de clímax de rifte no Cretácico Inferior. Durante este período, após as armadilhas terem sido formadas, os hidrocarbonetos gerados deverão ter sido expulsos das rochas-mãe do Jurássico Inferior no sinclinal existente a leste do poço Lula-1. Estes intervalos geradores terão entrado rapidamente na janela do óleo leve, à medida que se dava a rápida subsidência neste sector mais deprimido.

Aparentemente, para além das indicações de maturação para óleo, os modelos realizados no depocentro da Bacia do Porto indicam maturação para gás. O carácter dos indícios de óleo descritos no relatório do poço Lula-1 demonstra que se tratam de manchas de hidrocarbonetos negros, sólidos, com fluorescência amarela. Estas propriedades indiciam que este composto será um produto de alta temperatura, provavelmente o resultado de *gas-washing*, ou desasfaltização natural contemporâneo da migração do gás (SALÉN/PECTEN, 1985). O carácter da mancha de óleo leve detectada nos intervalos siliciclásticos da Formação Torres Vedras indicia que este será um tipo de óleo diferente do que foi gerado no Jurássico Inferior.

No relatório do poço Lula-1 descrevem-se duas diferentes sequências de eventos que podem justificar estas observações. No presente trabalho, estas duas possibilidades foram reapreciadas à luz dos resultados de modelação e eventos de sistemas petrolíferos, apresentando-se aqui sinteticamente:

- 1) Expulsão de hidrocarbonetos para as armadilhas do Jurássico Médio e Superior durante o Cretácico Inferior (± 125 Ma), primeiro por óleo leve, seguido rapidamente por gás. Estas armadilhas terão sido quebradas posteriormente, provavelmente durante a formação da inconformidade de *breakup* continental do Cretácico Inferior, ou possivelmente mais tarde, no evento de *uplift* entre o Cenomaniano-Turoniano ou durante a fase de inversão tectónica cenozóica. Esta quebra de integridade de selo por fracturação terá justificado o súbito esvaziamento das armadilhas.
- 2) Pode ter ocorrido um segundo momento, tardio, de geração de óleo leve associado à maturação gradual das rochas-mãe do Jurássico Inferior presentes nas porções mais superficiais dos flancos estruturais. Os selos poderão ter sido reactivados no *timing* correcto para a segunda geração de óleo, ou podem ter tido integridade suficiente para aprisionar o óleo gerado, mas não todo o óleo e/ou gás gerado tardiamente no Cretácico. Esta hipótese favorece a presença de óleo nas armadilhas, e não gás, mas não é à partida consistente com os resultados de modelação dos *timings* de geração e expulsão neste trabalho.

Não se encontraram evidências que sugiram o transporte de hidrocarbonetos gerados em sectores afastados dos potenciais reservatórios, havendo por isso um provável cenário de caminhos de ligação curtos ("*short migration pathways*"). Assim, a migração de hidrocarbonetos ter-se-á dado essencialmente por via de falhas normais geradas pelos processos extensionais de abertura da bacia, por vezes herdadas do soco (NNW-SSE), ou por migração directa dos hidrocarbonetos gerados numa rocha mãe para reservatórios sobrejacentes.

12.7 Ausência de acumulações nos poços realizados

Apesar de os modelos realizados neste trabalho e as informações dos relatórios de poço sugerirem bons *timings* de carga de hidrocarbonetos nos reservatórios, não foram encontradas acumulações comerciais de hidrocarbonetos nas sondagens realizadas. A análise *post-mortem* de poços combinada com os resultados da modelação térmica resultou na definição de quatro pontos de discussão que terão sido preponderantes no armazenamento de hidrocarbonetos: 1) ausência de armadilhas estruturais anteriores à expulsão de hidrocarbonetos; 2) propriedades elevadas de saturação em água; 3) a existência e carácter de rocha selante; 4) impacto da inversão tectónica cenozóica na integridade de selo.

- 1) A ausência de grandes estruturas no momento crítico de sistemas petrolíferos é facilmente explicável por este ser o período de clímax de rifte na Bacia do Porto, onde se terá promovido o carácter extensional das estruturas e maior desenvolvimento de pacotes sedimentares sin-rifte. Contudo, esta seria igualmente a fase de maior movimentação salífera, com impacto na estruturação das unidades sobrejacentes aos diapiros. Ao invés do Sector Norte (Bacia do Porto *s.s.*) onde não se identificaram grandes armadilhas estruturais, no Sector Sul da área de estudo a movimentação salífera terá sido maior, havendo maior probabilidade de existirem estruturas diapíricas capazes de constituírem boas armadilhas estruturais/estratigráficas. De forma geral, considerou-se que esta razão da não acumulação de hidrocarbonetos será pouco plausível;
- 2) A ausência de bons indícios de hidrocarbonetos nas formações reservatório intersectadas nos poços da Bacia do Porto associa-se, em geral, com elevados níveis de saturação de água (por vezes de 90% a 100%). Estes valores estimados de água não são desejáveis, embora se considere que na bacia a distribuição de água deverá ser variável. A saturação de água relacionar-se-á com factores como o aumento da pressão litostática e/ou diagénese, que deverá justificar a expulsão gradual de água retida nos interstícios das partículas ao longo do soterramento, e ainda à pressão capilar, que numa fase posterior irá conduzir à retenção deste fluido nos reservatórios. A migração potencial de hidrocarbonetos para estas formações irá certamente alterar estes parâmetros, esperando-se que haja boas perspectivas de encontrar baixos índices de saturação de água noutros locais da bacia;
- 3) Com efeito, nem sempre foram detectados bons níveis selantes no topo dos reservatórios identificados. Os principais reservatórios considerados seriam os intervalos correspondentes às Formações Alcobaça (?) e Linguado (Jurássico Superior), Formação Torres Vedras (Cretácico Inferior) e Formação Cacém (Cretácico Superior), sendo os intervalos carbonatados da Formação Esturjão (Jurássico Inferior e Médio) considerados como tendo baixa permeabilidade, e designados genericamente nos relatórios de poço como reservatórios *tight*. Embora pareça existir boa capacidade de retenção nos intervalos siliciclásticos e carbonatados das formações do Jurássico Superior, nem sempre se verificaram níveis argilosos espessos e intercalados nos intervalos arenosos da Formação Torres Vedras, que pudessem servir como selantes destes potenciais reservatórios. Os calcários

cenomanianos da Formação Cacém apresentam boas propriedades de reservatório, amplificadas a topo pela exposição subaérea e carsificação. A superfície de descontinuidade na passagem desta formação para o Turoniano (Formação Gândara) poderá constituir uma boa interface com capacidade selante, embora possa ocorrer a colmatção de cavidades por material de natureza mista, à semelhança do que se pode observar em afloramento na Bacia Lusitânica (*e.g.* Pena dos Reis *et al.*, 1997; Callapez, 1998);

- 4) A perda de integridade dos selos pode ter sido um dos factores – senão o de maior importância – para justificar a ausência de boas acumulações nos poços realizados na Bacia do Porto. Com efeito, nesta zona da plataforma continental a inversão tectónica durante o Cenozóico pode ter comprometido a eficácia dos selos. A ocorrência das duas principais fases de compressão, Pirenaica e Bética, pode ter originado a fracturação dos selos e ao esvaziamento de hidrocarbonetos dos reservatórios referidos. Contudo, apesar da vizinhança com a Falha de bordadura Porto-Tomar e da proximidade ao *locus* de convergência entre a microplaca Ibérica e Eurasiática (na fase Pirenaica), o que faria prever a geração de empolamentos e formação de estruturas, não existem, na interpretação das linhas sísmicas, fortes indícios de deformação nos estratos cretácicos e terciários. Desta forma, o rompimento de selos apenas em alguns locais mais propensos a terem sofrido o impacto da inversão tectónica é uma possibilidade a considerar. Mais uma vez se refere a importância de estudos de sísmica tridimensional, com uma malha de aquisição que permita a interpretação mais detalhada das estruturas e geometrias, de forma a poder detectar potenciais estruturas que não tenham sido intersectadas pelas linhas interpretadas neste estudo. A caracterização destas geometrias através de métodos avançados de inversão sísmica será outra possibilidade a considerar, de forma a visualizar e melhor avaliar o impacto dos movimentos compressivos na fracturação de selos e expulsão de hidrocarbonetos ao longo desta fase.

É de mencionar que estes quatro pontos são referentes à análise integrada dos dados para a Bacia do Porto, sendo de prever que haja naturalmente uma manifestação diferente de algumas destas situações ao analisar as potenciais acumulações de hidrocarbonetos na margem proximal externa, na área de *offshore* profundo.

12.8 Margens Conjugadas

Ao analisar as equivalências paleogeográficas entre a margem de águas profundas contígua à Bacia do Porto com a Bacia de Flemish Pass, detectaram-se algumas similaridades quanto à sua evolução Mesozóica genérica e sequências litostratigráficas. Estas duas bacias exemplificam, assim, a conexão entre as margens conjugadas Ibéria – Terra Nova até ao evento de rotura continental no Aptiano – Albiano, mantendo igualmente sequências idênticas de pós-*breakup*, no Cretácico terminal.

Na Bacia de Flemish Pass, a principal rocha-mãe, madura para óleo leve, é a do Kimmeridgiano – Titoniano. Esta alimentará os reservatórios siliciclásticos do Titoniano

Superior e principalmente do Berriasiano. Este *play* do Jurássico Superior – Cretácico Inferior poderá ainda estender-se aos reservatórios arenosos acima destes, no Cretácico Superior e, em último caso, nas unidades na base do Terciário onde se encontrem espessuras suficientes de recobrimento sedimentar.

As recentes descobertas de bons volumes de reservatórios contendo hidrocarbonetos leves na Bacia de Flemish Pass foram uma importante mudança de paradigma no que toca à exploração petrolífera, em especial num local afastado da costa, por vezes sujeito a situações climáticas extremas, configurando à partida um cenário exploratório não ideal. Deste modo, espera-se que este exemplo, em vários aspectos semelhante ao que se poderá esperar no *offshore* profundo ao largo da Bacia do Porto, constitua um motivo suficiente para o redirecionar das atenções da exploração petrolífera neste sector da MOI.

CAPÍTULO XIII

Conclusões e Trabalhos Futuros

13.1 Conclusões

O desenvolvimento da presente dissertação teve como principal objectivo o contributo para a re-avaliação do potencial petrolífero da Bacia do Porto, bem como as relações evolutivas deste sector da plataforma continental para a área de *offshore* profundo, contígua a esta bacia.

Segue-se uma apresentação sumária das principais conclusões que foram alcançadas no decorrer desta dissertação:

- 1) A evolução da Bacia do Porto é idêntica à da Bacia Lusitânica, nomeadamente do seu sector Norte. Considerou-se que a evolução do rifte que deu origem à Bacia do Porto deu-se em três fases genéricas: no Triásico Superior, Jurássico Superior e Cretácico Inferior. O factor que mais condicionou a evolução da bacia foi a tectónica, enquanto as variações eustáticas e climáticas foram responsáveis pelo controlo deposicional a menor escala, com maior impacto na génese e tipo de sequências carbonatadas;
- 2) A evolução da Bacia do Porto deu-se separadamente em dois sectores. No Sector Norte a subsidência foi mais intensa que no Sector Sul, provavelmente devido à proximidade da falha de bordadura a Este (Falha Porto-Tomar). Esta foi responsável pelo descolamento vertical associado à componente extensional de *rifting* e, por ventura, algum movimento transtensivo associado à componente de desligamento direito que esta também poderá ter experienciado ao longo do Mesozóico;
- 3) Os pulsos de rifte durante a fase de clímax no Jurássico Superior e Cretácico Inferior foram responsáveis pelo soerguimento de vários blocos de apoio (*footwall*) e subsidência nos blocos suspensos (*hangingwall*), nos quais foi gerado maior espaço de acomodação, e onde foram depositados os pacotes deposicionais sin-rifte;
- 4) A sequência pós-rifte foi depositada após o evento de *breakup* continental entre a Ibéria e Terra Nova, no Aptiano – Albiano. Este pacote deposicional tem geralmente uma geometria tabular, embora se identifiquem cunhas sedimentares sintectónicas contra as falhas do talude continental e evidências de depósitos gravitacionais junto destas;
- 5) A fase de inversão tectónica cenozóica terá tido uma actuação diferencial nos vários sectores definidos na área de estudo, com impacto nos sistemas deposicionais formados. Na plataforma continental terá havido uma maior influência da orogenia Pirenaica, com levantamento relativo e deposição pouco espessa da Formação Espadarte, embora não tenham sido aqui identificadas grandes estruturas. Na margem proximal externa existe maior espessura de recobrimento terciário, em especial no sector Sul da área de estudo, com anticlinais, rejogo de falhas normais NNW-SSE, falhas de desligamento ENE-WSW e blocos rodados, e estruturas formadas por um pulso halocinético tardio;
- 6) A interpretação sísmica revelou a existência de poucas estruturas diapíricas no sector Norte da área de estudo (Bacia do Porto *s.s.*), à excepção de pontuais diapiros associados às falhas normais do talude continental. Por outro lado, a halocinese é

mais evidente e com maior influência na evolução do sector Sul, identificando-se mesmo diapiros bem desenvolvidos no sector Sudoeste da área de estudo, em *offshore* profundo;

- 7) A metodologia de estudo definida por Leeder & Gawthorpe (2000) revelou-se uma boa referência para a definição dos modelos tectono-sedimentares propostos neste trabalho, sustentando alguns dos conceitos aqui sugeridos, sobretudo para as fases de clímax de rifte;
- 8) A análise tectono-estratigráfica resultou na definição dos locais de maior espessura de sedimentos sin-rifte. Estes locais serão os mais favoráveis para haver maior desenvolvimento dos elementos de sistemas petrolíferos e espessuras suficientes para haver maturação de rochas geradoras;
- 9) Considera-se que a rede de fracturas Hercínicas controlou fortemente a evolução da bacia. A fase de Início de Rifte (Leeder & Gawthorpe, 2000) deu-se no Triásico Superior, com deposição continental em hemi-grabens bordeados por falhas NNW-SSE;
- 10) A fase de Conexão de Falhas (Leeder & Gawthorpe, 2000) corresponde à fase de clímax de rifte, com maior subsidência tectónica, durante o Jurássico Superior (fase de Rifte II-a). Aqui, as falhas principais NNW-SSE interligaram-se, gerando zonas de transição perpendiculares onde ocorre a acomodação da tensão. Nestas zonas geraram-se rampas de ligação, responsáveis pelo transporte sedimentar para os depocentros criados;
- 11) Numa fase posterior de desenvolvimento de rifte (II-b), no Cretácico Inferior, as zonas de acomodação terão evoluído para verdadeiras falhas de transferência ENE-WSW, reactivando estruturas Hercínicas igualmente visíveis em terra. Estas terão controlado o *bypass* sedimentar na zona de *rift shoulder*, transportando os sedimentos siliciclásticos do domínio proximal (Bacia do Porto) para o domínio distal;
- 12) De maneira geral, avaliou-se um bom potencial geoquímico de maturação de hidrocarbonetos nos poços realizados na Bacia do Porto, em especial nos intervalos geradores da base do Jurássico Inferior (Sinemuriano/Pliensbaquiano), mas igualmente no nível gerador na base do Jurássico Superior (Oxfordiano). Os resultados sugerem bons indícios de maturação para óleo e gás;
- 13) A interpretação sísmica indica uma boa distribuição regional de rocha mãe do Sinemuriano/Pliensbaquiano e uma distribuição marginal da rocha mãe do Oxfordiano ao longo da área de estudo. Esta última sugere uma limitação paleotopográfica regional no momento deposicional, provavelmente associada a um soerguimento diferencial entre o Caloviano e o Oxfordiano;
- 14) Os resultados da modelação térmica permitiram definir duas principais “cozinhas” de geração de hidrocarbonetos, a primeira na área da Bacia do Porto *strictu sensu* (Sector Norte da área de estudo) e uma segunda no sector localizado a Sudoeste da área de estudo. Aqui presume-se que existirão rochas mãe na janela de maturação de óleo, ou mesmo gás;

- 15) Na “cozinha” de geração da Bacia do Porto (s.s.), o intervalo gerador do Sinemuriano / Pliensbaquiano encontra-se na janela de maturação de hidrocarbonetos, gerando óleo no poço Lu-1, e gás no pseudo-poço idealizado para o depocentro da bacia. O intervalo pertencente ao Oxfordiano apenas se encontrará maduro para óleo a leste do poço Lu-1, onde existirá uma maior espessura sedimentar;
- 16) A análise integrada de sistemas petrolíferos sugere a existência de vários reservatórios ao longo da área de estudo: i) os intervalos carbonatados e dolomíticos ao longo do Jurássico Médio (Formação Esturjão), Jurássico Superior (Formação Linguado) e Cretácico Superior (Formação Cacém); ii) os intervalos siliciclásticos pertencentes aos níveis arenosos do Jurássico Superior (Formação Alcobaça/Grés Superiores) e do Cretácico Inferior (Formação Torres Vedras); iii) é ainda de considerar os intervalos arenosos do Triásico Superior (Formação de Silves), que em blocos rodados de Soco Paleozóico distais podem apresentar depósitos arenosos com melhor potencial reservatório;
- 17) Os resultados da modelação térmica indicam que houve, na Bacia do Porto, condições para ter ocorrido geração e expulsão de hidrocarbonetos nas rochas mãe para os reservatórios anteriormente designados;
- 18) A ausência de boas acumulações nos poços realizados na Bacia do Porto estará relacionada com o *timing* de carga de hidrocarbonetos e as propriedades intrínsecas dos reservatórios, definindo-se possivelmente em quatro pontos: i) a ausência de armadilhas estruturais anteriores à expulsão, ii) elevada saturação de água nos reservatórios, iii) presença e tipo de rocha selante, e iv) impacto da inversão tectónica na integridade de selo;
- 19) A avaliação do potencial petrolífero na área do *offshore* profundo teve como base a previsão das litologias prováveis passíveis de serem encontradas. Para isso foi criado um Diagrama de Wheeler que integrou os vários conceitos abordados na Bacia do Porto e as relações para o *offshore* profundo, determinando litologias prováveis, o que levou a considerar a existência de múltiplos intervalos geradores e reservatórios. Esta ferramenta de estudo revelou ser bastante útil, em especial na investigação deste sector da margem relativamente afastado das sondagens conhecidas;
- 20) A comparação deste sector da Margem Ocidental Ibérica com o sector conjugado Canadiano, onde recentemente houve importantes descobertas comerciais (Bacia de Flemish Pass), demonstrou ser útil para avaliar as diferenças e semelhanças entre as sequências litostratigráficas das duas margens.

13.2 Trabalhos Futuros

Ao longo deste estudo houve alguns pontos que ficaram em aberto, e que por insuficiência de dados disponíveis, ou por manifesta falta de tempo ficaram por esclarecer. As metodologias de estudo aplicadas revelaram-se imprescindíveis para compreender e relacionar a evolução geológica deste sector setentrional da margem portuguesa, e a avaliação do potencial petrolífero.

A definição exacta das profundidades de ocorrência foi uma das principais problemáticas no início deste estudo. A análise estratigráfica de alta resolução ao longo das cinco sondagens realizadas será uma mais valia para o conhecimento detalhado da lito e cronostratigrafia de cada unidade intersectada. Embora não tenha tido um impacto significativo na análise de maturação térmica, pode ser um aspecto importante de integração em estudos de estratigrafia sequencial à escala da Bacia do Porto, principalmente para definir o carácter de potenciais reservatórios.

A caracterização detalhada dos intervalos geradores identificados e a sua relação com os indícios de hidrocarbonetos identificados pode ser importante para definir exactamente quais os ambientes deposicionais que deram origem a estes níveis, e assim ajudar a prever o tipo de hidrocarbonetos potencialmente gerados. Por esta razão será extremamente pertinente examinar à meso/microescala estes intervalos, essencialmente do ponto de vista geoquímico, tomando em consideração, por exemplo, análise de cromatografias de massa e análises isotópicas, de forma a determinar a denominada «correlação óleo-rocha».

De forma a abordar detalhadamente alguns aspectos que podem ter impacto na avaliação do potencial petrolífero, aconselha-se a aplicação da metodologia aplicada na análise tectono-estratigráfica neste contexto de *rifting*, em especial na determinação de distribuição regional das potenciais rochas mãe e reservatórios siliciclásticos e carbonatados. A utilização desta metodologia de estudo combinada com a realização de Diagramas de Wheeler nas bacias mais desconhecidas da margem portuguesa, como a Bacia de Peniche, poderá ser interessante para prever as variações litológicas e assim reduzir a incerteza no domínio distal.

De forma a melhor avaliar a maturação da área de estudo será determinante a realização de modelação térmica 2D, utilizando para o efeito linhas sísmicas desde a plataforma continental, onde existe controlo de poços, para as áreas mais profundas e desconhecidas. Será aconselhável a utilização de *software* dedicado à modelação de bacias e sistemas petrolíferos, e, em última análise, será de equacionar a realização de modelos tridimensionais a partir da interpretação de uma malha apertada de linhas sísmicas. Estes modelos bacinais a menor escala irão resultar na identificação mais pormenorizada dos sectores maduros para hidrocarbonetos e inclusivamente de *fetch areas*, áreas mais pequenas onde existirá maior propensão para haver boas acumulações.

Espera-se que o desenvolvimento exploratório na margem resulte na realização de campanhas de aquisição sísmica tridimensionais, de forma a mapear com maior rigor as geometrias de cada unidade, e permitir a realização de modelação térmica 3D. Espera-se ainda que, com o maior desenvolvimento de estudos de pesquisa levados a cabo pela indústria, que em breve se realizem poços exploratórios, em especial na Bacia do Porto, localizada estritamente na plataforma continental, mas igualmente nas bacias de Peniche e Alentejo, no *offshore* profundo. Estas sondagens irão permitir o aumento significativo do conhecimento das sequências litostratigráficas nas bacias da MOI, esperando que possam validar e dar continuidade às metodologias de estudo aplicadas neste trabalho.

Referências Bibliográficas

- Acocella, V., Morvillo, P. & Funiciello, R. (2005) – What controls relay ramps and transfer faults within rift zones? Insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, **27**, pp. 397-408
- Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L. & Shimamura, H. (2008) - From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38°N. *Tectonophysics*, **458**, pp. 9-50.
- Allen, P.A. & Allen, J.R. (2013) – Basin Analysis: Principles and Applications, Blackwell, 619 pp.
- Alves, L.S. (2012) – Estudo da margem continental ibérica ocidental com base em dados gravimétricos e magnetométricos regionais. Tese de Doutorado (n. publ.), Centro de Tecnologia e Ciências, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 133 p.
- Alves, T., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W. & Monteiro, J.H. (2002) – Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). *Marine and Petroleum Geology*, **19**, pp. 727-754
- Alves, T., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.H., & Monteiro, J.H. (2003) – Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin, *Mar. Geol.*, **195**, pp. 75–108
- Alves, T., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J.H. & Pinheiro, L.M. (2006) – Mesozoic-Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin, *AAPG Bulletin*, **90**, pp. 31-60
- Alves, T., Moita, C., Cunha, T., Ullnaess, M., Myklebust, R., Monteiro, J.H., Manuppella, G. (2009) – Diachronous evolution of Late Jurassic-Cretaceous continental rifting in the northeast Atlantic (west Iberian margin). *Tectonics*, **28**, TC4003, doi:10.1029/2008TC002337
- Azerêdo, A.C., Wright, V.P. & Ramalho, M.M. (2002) – The middle-late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, **49** (6), pp. 1339-1370
- Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., Henriques, M.H. & Manuppella, G. (2003) – Da dinâmica continental do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal*, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 p., 7 estampas
- Baldy, P. (1977) – *Geologie du plateau continentale portugais (au Sud du cap de Sines)*. Paris, França, Université Pierre et Marie Curie. Tese de Doutorado (n.publ.), 113 pp.
- Baur, F., Littke, R., Wielens, H., Lampe, C. & Fuchs, T. (2010) – Basin modeling meets rift analysis - A numerical modeling study from the Jeanne d'Arc basin, offshore Newfoundland, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, **27**, pp. 585-599

- BEICIP (1996) – Geochemical evaluation of the Lusitanian and Porto Basins. Relatório n.publ., UPEP 15 p.
- Belaid, A., Krooss, B.M. & Littke, R. (2010) – Thermal history and source rock characterization of a Paleozoic section in the Awbari Trough, Murzuq Basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, **27**, pp. 612-632
- Boillot, G., Dupeuble, P.A. & Musellec, P., (1975) – Carte géologique du plateau continental nord-portugais. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, **17**: pp. 462-482
- Boillot, G., Auxietre, J.L., Dunand, J.P., Dupeuble, P.A. & Mauffret, A. (1979) – The northwestern Iberian margin: A Cretaceous passive margin deformed during Eocene. *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*. Washington, DC: AGU, **3**, pp. 138-153.
- Boillot, G., Griumaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J. & Torrent, G. (1980) – Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters*, **48**, pp. 23-34
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J. A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K. (1987a) – Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, **132**, pp. 335-342
- Boillot, G., Mougénot, D., Girardeau, J. & Winterer, E. L. (1989) – Rifting processes on the west Galicia margin, Spain. In: TANKARD, A. J. & BALKWILL, H. R. (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. AAPG Memoir, **46**, pp. 363-377.
- Bosence, D.W.J. (1998) – Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. *In* *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins: Red Sea – Gulf of Aden*. Purser, B.H. & Bosence, D.W.J. (Eds), Chapman & Hall, pp. 9-25
- Burgess, P.M., Winefield, P., Minzoni, M. & Elders, C. (2013) – Methods for identification of isolated carbonate buildups from seismic reflection data. *AAPG Bulletin*, **97** (7), pp. 1071-1098
- Callapez, P. (1998) – Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal. Tese de Doutoramento (n. publ.), Universidade de Coimbra, 479 p.
- Cardoso, F., Cunha, T., Terrinha, P. (2011) – Extensional tectonics and westwards migration of rifting in the Porto Basin, North Portugal. Sessão de Posters, 5th Meeting of Post-Graduation in Physics and Earth Sciences of University of Évora, Évora
- Cardoso, F.M.C., Cunha, T.A., Terrinha, P., Carneiro, J., Ribeiro, C. (2012) – The potential for CO₂ geological storage in the Porto Basin, offshore North Portugal. *Memórias e Notícias: Geociências no Espaço Lusófono (Cap. 6)*, I Congresso Internacional “Geociências na CPLP”, Universidade de Coimbra

- Catuneanu, O. (2006) – Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 375 p.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1992) – Síntese da evolução geodinâmica e paleogeográfica do sector Norte da Bacia Lusitânica, durante o Cretácico e Terciário. III Congreso Geológico de España e VIII Congreso Lationamericano de Geologia, Salamanca, pp. 107-112
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1995) – Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. *Cretaceous Research*, **16**, pp. 155-170
- Cunha, T. (2008) – Gravity anomalies, flexure and the thermo-mechanical evolution of the West Iberia Margin and its conjugate of Newfoundland. Tese de Doutoramento (n. publ.), Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Wolfson, Universidade de Oxford, Inglaterra, 406 p.
- Dembicki, H. (2009) – Three common source rock evaluation errors made by geologists during prospect or play appraisals. *AAPG Bulletin*, **93** (3), pp. 341-356
- Duarte, L.V. (1997) – Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **83**, pp. 65-94
- Duarte, L.V. & Soares, A.F. (2002) – Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, **89**, pp. 135-154
- Duarte, L.V., Rodrigues, R., Oliveira, L.C.V. & Silva, F (2005) – Avaliação preliminar das variações do carbono orgânico total nos sedimentos do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). XIV Semana da Geoquímica – VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro, pp. 39-42
- Duarte, L.V., Silva, R.L., Oliveira, L.C.V., Comas-Rengifo, M.J. & Silva, F. (2010) – Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachiano of the Lusitanian Basin, Portugal: Total organic carbon distribution and relation to transgressive-regressive facies cycles. *Geologica Acta*, **8** (3), pp. 325-340
- Ebinger, C.J. (1989) – Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu-Rusizi rift, Africa. *Tectonics*, **8**, pp. 117-133
- Einsele, G. (1992) – Sedimentary Basins. Evolution, facies and sedimentary budget. Springer Verlag, Berlin, 628 p.
- Ellis, P.M., Wilson, R.C.L. & Leinfelder, R.R. (1990) – Controls on Upper Jurassic carbonate buildup development in the Lusitanian Basin, Portugal. In Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution. M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg & J.F. Read, International Association of Sedimentologists. **9**, pp. 169-202
- Embry, A. & Johannessen, E. (1992) – T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In T. Vorren *et al.*, (eds), Arctic Geology

- and Petroleum Potential: Norwegian Petroleum Society Special Publication, **2**, pp. 121-146
- Emery, D. & Myers, K.J. (1996) – Sequence stratigraphy. Blackwell Science, 297 p.
- Enachescu, M.E. (2010) - Petroleum Exploration Opportunities in the Flemish Pass Basin and Orphan Basins, Call for Bids NL10-02 and NL10-03, Area “C” Flemish Pass/Central Ridge. Government of Newfoundland Department of Natural Resources
- Enachescu, M.E. (2014) – Petroleum Exploration Opportunities in the Flemish Pass Basin, Newfoundland and Labrador Offshore Area; Call for Bids NL13-01, Area “C” – Flemish Pass Basin, Parcel 1. Government of Newfoundland Department of Natural Resources
- Espitalie, J., Laporte, J.L., Madec, F., Marquis, P., Leplat, J., Paulet, J. & Boutefeu, A. (1977) – Rapid method for source rock characterization, and for determination of their petroleum potential and degree of evolution. *Revue de l’Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides*, **32/1**, pp. 23-42
- Faulds, J.E. & Varga, R. (1998) – The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. In *The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*, Faulds, J.E. & Stewart, J. (Eds.), *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, **323**, p. 1-45
- Foster, D.G. & Robinson, A.G. (1993) – Geological History of the Flemish Pass Basin, Offshore Newfoundland. *AAPG Bulletin*, **77** (4), pp. 588-609
- García, M., Ercilla, G., Alonso, B., Estrada, F., Jané, G., Mena, A., Alves, T. and Juan, C. (2015) – Deep-water turbidite systems: a review of their elements, sedimentary processes and depositional models. Their characteristics on the Iberian margins. *Boletín Geológico y Minero*, **126** (2-3): pp. 189-218
- Gawthorpe, R.L. (1987) – Tectono-sedimentary evolution of the Bowland basin, northern England, during the Dinantian. *Geological Society of London Journal*, **144**, pp. 59-71
- GPEP (1986) – The petroleum potential of Portugal. Lisboa, Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo, 62 p.
- Groupe Galice (1979) – The continental margin off Galicia and Portugal: Acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution. In: Sibuet, J. C., Ryan, W.B. F. & *et al.* (eds.) *Init. Rep. DSDP*, **47** (2). Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 633 – 662
- Gupta, S., Cowie, P.A., Dawers, N.H. & Underhill, J.R. (1998) – A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. *Geology*, **26** (7), pp. 595-598
- Hantschel, T. & Kauerauf, A.I. (2009) – Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. Springer Verlag, Berlin, 485 p.

- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. (1987) – Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, **235**, pp. 1156-1167
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C & Vail, P.R. (1998) – Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. P.-C d. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail, SEPM Society for Sedimentary Geology. **60**, pp. 3-13
- Hus, R. (2005) – Structure and Evolution of Transfer Zones in Extensional Tectonic Basins – A Study based on Examples from Lake Baikal and Analogue Sandbox Models. Tese de Doutorado, Universidade de Ghent, 366 p.
- Kuchle, J. (2010) – Análise tectono-estratigráfica de bacias rifte. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 186 p.
- Kuhn, P.P., Echtler, H., Littke, R. & Alfaro, G. (2010) – Thermal basin modeling of the Arauco forearc basin, south central Chile – Heat flow and active margin tectonics. *Tectonophysics*, **495**, pp. 111-128
- Kullberg, J.C.R. (2000) – Evolução tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana. Tese de Douturamento (n. publ.), Universidade Nova de Lisboa, Portugal, 280 pp.
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A. C., Callapez, P., Duarte, L. V., Kullberg, M. C., Martins, L., Miranda, R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M. & Nogueira, C. R. (2013) – A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (eds.) *Geologia de Portugal*. Lisboa: Escolar Editora, **2**, pp. 317-368
- Lambiase, J.J. & Bosworth, W. (1995) – Structural controls on sedimentation in continental rifts. In *Hydrocarbon habitat in rift basins*. J.J. Lambiase, Geological Society of London. **80**, pp. 117-144
- Lambiase, J.J. & Morley, C.K. (1999) – Hydrocarbons in rift basins: The role of stratigraphy. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **357** (1753), pp. 877-900
- Le Pichon, X. & Sibuet, J.-C. (1981) – Passive Margins: A model of formation. *Journal of Geophysical Research*, **86** (B5), pp. 3708-3720
- Leeder, M.R. & Gawthorpe, R.L. (1987) – Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In *Continental extensional tectonics*, The Geological Society of London. **28**, pp. 139-152
- Leeder, M.R. & Gawthorpe R.L. (2000) – Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, **12**, p. 195-218
- Lister, G.S., Etheridge, M.A. & Symonds, P.A. (1986) – Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, **14**, pp. 246-250
- Lister, G.S., Etheridge, M.A. & Symonds, P.A. (1991) – Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, **10** (5), pp. 1038-1164

- Lowe, D.G., Sylvester, P.J. & Enachescu, M.E. (2011) – Provenance and paleodrainage patterns of Upper Jurassic and Lower Cretaceous synrift sandstones in the Flemish Pass Basin, offshore Newfoundland, east coast of Canada. *AAPG Bulletin*, **95** (8), pp. 1295-1320
- McKenzie, D. (1978) – Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, pp. 25-32
- Magoon, L.B. & Dow, W.G. (1994) – The Petroleum System – From source to trap. *AAPG Memoir*, **60**, pp. 3-24
- Manatschal, G. & Bernoulli, D. (1998) – Rifting and early evolution of ancient ocean basins: The record of the Mesozoic Tethys and of the Galicia-Newfoundland margins, *Mar. Geophys. Res.*, **20**, 371-381 p.
- Manatschal, G., & Bernoulli, D. (1999) – Architecture and tectonic evolution of non-volcanic margins: Present day Galicia and ancient Adria. *Tectonics*, **18**, pp. 1099-1119
- Manatschal, G., Lavier, L., Chenin, P. (2014) – The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling, *Gondwana Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.08.006>
- Matos, J.E. d. (1979) – Estudo de microfácies de rochas da vertente continental portuguesa. *Serviços Geológicos de Portugal*, 10 p.
- McDonough (2014) – Paradigm shift in East Coast Canada: The lightening of Flemish Pass oil. Apresentação no Playmaker Forum. Calgary, AB, Canadá
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. & Sangree, J.B. (1977) – Seismic stratigraphy and global changes in sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *In* *Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, **26**, pp. 117-133
- Mohn, G., Karner, G.D., Manatschal, G. & Johnson, C.A. (2015) – Structural and stratigraphic evolution of the Iberia-Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modelling approach.
- Moita, C., Pronk, E. & Pacheco, J. (1996) – Porto Basin: Seismic interpretation report MILUPOBAS Project, EU Contract J0U2-CT94-0348, 47 p.
- Montadert, L., Winnock, E., Delteil, J.R. & Grau, G. (1974) – Portugal and Bay of Biscay, *In*: C.A. Burk and C.L. Drake (Editors), *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York, pp. 323-342
- Montenat, C., Guery, F., Jamet, M. & Berthou, P. Y. (1988) – Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **103**, pp. 757-775.
- Morley, C.K., Nelson, R. A., Patton, T. L. & Munn, S. G. (1990) – Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bulletin*, **74** (8), pp. 1234-1253

- Morley, C.K. (1999) – Aspects of Transfer Zone Geometry and Evolution in East African Rifts. *In* C.K. Morley (Ed.), *Geoscience of Rift Systems – Evolution of East Africa*. AAPG Studies in Geology, **44**, pp. 161-171
- Mougenot, D. (1988) – Géologie de la marge portugaise, Université Pierre et Marie Curie. Tese de Doutorado (n. publ.), 298 p.
- Murillas, J., Mougenot, D., Boulot, G., Comas, M.C., Banda, E. & Mauffret, A. (1990) – Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, **184**, pp. 297-319
- NESTE (1990) – Relatório Final do poço Lima-1. UPEP (Unidade de Pesquisa e Exploração de Petróleo), Portugal
- Oliveira, J.T., Pereira, A., Ramalho, M., Antunes, M.T. & Monteiro, J.H. (1992) – Carta Geológica de Portugal (escala 1:500 000). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 2 folhas
- Palain, C. (1976) – Une série détritique terrigène. Les “Grés de Silves”: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Memórias Serviços Geológicos de Portugal*, **25**, 377 p.
- Payton, C.E. (1977) – Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration. Tulsa, Oklahoma, USA. AAPG, **26**, 516 p.
- Pena dos Reis, R., Corrochano, A. & Armenteros, I. (1997) – El paleokarst de Nazaré (Cretácico Superior de la Cuenca Lusitana, Portugal). *Geogaceta*, **22**, pp. 149-152
- Pena dos Reis, R. & Pimentel, N.L. (2010) – Sistemas Petrolíferos no on-shore da Bacia Lusitânica – uma visão geológica integradora. *In*: “Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História”, Associação Portuguesa Geólogos, **II (I)**, pp. 143-156.
- Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Garcia, A. (2011) – A Bacia Lusitânica (Portugal): análise estratigráfica e evolução geodinâmica. *Boletim de Geociências Petrobras*, **19** (1/2), pp. 23-52
- Pepper, A.S. & Corvi, P.J. (1995) – Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas generation from kerogen. *Marine and Petroleum Geology*, **12** (3), pp. 291-319.
- Pereira, R. & Alves, T. (2011) – Margin segmentation prior to continental break-up: a seismic-stratigraphic record of multiphased rifting in the North Atlantic (Southwest Iberia). *Tectonophysics*, **505**, pp. 17-34
- Pereira, R. (2013) – Continental rifting and post-breakup evolution of Southwest Iberia: Tectono-stratigraphic record of the first segment of the North Atlantic Ocean. Tese de Doutorado (n. publ.), Universidade de Cardiff, Inglaterra, 343 p.
- Peters, K.E. & Cassa, M.R. (1994) – Applied Source Rock Geochemistry. *In*: Magoon, L.B., Dow, W.G. (Eds) – *The Petroleum System – From Source to Trap*. AAPG Memoirs, **62**, pp. 93-120

- Peters, K.E. (2009) – Basin and petroleum system modeling: AAPG Getting Started Series, **16**, AAPG Datapages
- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Reis, R.P., Whitmarsh, R.B. & Ribeiro, A. (1996) – The western Iberian margin: A geophysical and geological overview. Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results, **149**, pp. 3-23
- Pitman, W.C.III. (1978) – Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. Geological Society of America Bulletin, **89**, pp 1389-1403
- Prosser, S. (1993) – Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In Williams, G.D., Dobb, A., (eds). Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society of London Special Publication, **71**, pp. 35-66
- Rasmussen, E.S., Lomholt, S., Andersen, C. & Vejbaek, O.V. (1998) – Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. Tectonophysics, **300**, pp. 199-225
- Ravnås, R. & Steel, R.J. (1998) – Architecture of marine rift-basin successions. AAPG Bulletin, **82** (1), pp. 110-146
- Rey, J., Dinis, J.H., Callapez, P. & Cunha, P.P. (2006) – Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. Cadernos de Geologia de Portugal, INETI, Lisboa, 71 p.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Almeida, F.M., Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979) – Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p.
- Ribeiro, A. (2013) – A evolução geodinâmica de Portugal; uma introdução. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (eds.) Geologia de Portugal. Lisboa: Escolar Editora, **1**, pp. 11-57
- Ronov, A.B. (1958) – Organic carbon in sedimentar rocks (in relation to the presence of petroleum). Geokhimiya, **5**, pp. 510-536
- Rosenbaum G., Weinberg, R.F. & Regenauer-Lieb, K. (2008) – The geodynamics of lithospheric extension. Tectonophysics, **458**, pp. 1-8.
DOI: 10.1016/j.tecto.2008.07.016
- SALÉN/PECTEN (1985) – Relatório Final do poço Lula-1. UPEP (Unidade de Pesquisa e Exploração de Petróleo), Portugal
- Soares, D.M., Alves, T.M., Terrinha, P. (2012) – The breakup sequence and associated lithospheric breakup surface: Their significance in the context of rifted continental margins (West Iberia and Newfoundland margins, North Atlantic). Earth and Planetary Science Letters, **355-356**, pp. 311-326
- Soares, D.M (2014) – Sedimentological and stratigraphical aspects of the syn- to post-rift transition on fully separated conjugate margins. Tese de Doutoramento (n. publ.), Universidade de Cardiff, Inglaterra, 292 p.

- Stapel, G., Cloetingh, S. & Pronk, B. (1996) – Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin (western Iberia margin). *Tectonophysics*, **266**, pp. 493-507
- Steckler, M.S. & Watts, A.B. (1978) – Subsidence of the Atlantic-type margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, **41**, pp. 1-13
- Sweeney, J.J. & Burnham, A.K. (1990) – Evaluation of a Simple Model of Vitrinite Reflectance Based on Chemical Kinetics. *AAPG Bulletin*, **74** (10), pp. 1559-1570
- Tankard, A.J. & Balkwill, H.R. (1989) – Extensional Tectonics, Structural Styles and Stratigraphy of the North Atlantic Margins: Introduction, *in* Tankard, A.J. & Balkwill, H.R. eds. (1989) - Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, **46**, pp. 1-6
- TAURUS PETROLEUM AB (1995) – Relatório Final do poço Touro-1. DPEP (Unidade de Pesquisa e Exploração de Petróleo), Portugal.
- Teixeira (2012) – Modelação da subsidência, evolução térmica e maturação de intervalos geradores do Jurássico na Bacia Lusitânica. Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa. 132 p.
- TEXACO (1979) – Relatório Final do poço Cavala-4. UPEP (Unidade de Pesquisa e Exploração de Petróleo), Portugal.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. (1984) – *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer Verlag, Berlin, 699 p.
- Watts, A.B., & Ryan, W.B.F. (1976) – Flexure of the lithosphere and continental margins basins. *Tectonophysics*, **36**, pp. 25-44
- Welte, D.H. & Yalcin, M.N. (1988) – Basin modeling: a new comprehensive method in petroleum geology. *Organic Geochemistry*, **13** (1-3), pp. 141-151
- Wernicke, B. (1981) – Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogeny. *Nature*, 291 p.
- Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G., Gradstein, F. M. (1989) – The Lusitanian basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphy, and subsidence history, *in* A. J. Tankard and H. R. Balkwill, eds., *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins: AAPG Memoir* **40**, pp. 341-361
- Withjack, M.O., Schlische, R.W. & Olsen, P.E. (2002) – Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. *Sedimentation in Continental Rifts*, SEPM Special Publication, **73**, pp. 57-81
- Witt, W.G. (1977) – Stratigraphy of the Lusitanian Basin: Shell Prospex Portuguesa (n. publ.), 61 p.

- Wygrala, B.P. (1989) – Integrated study of an oil field in the southern Po basin, northern Italy. Tese de Doutorado (n. publ.), Centro de Investigação Nuclear Juelich 2313, Universidade de Colónia, Alemanha, 217 p.
- Ziegler, P.A. (1999) – Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys – A visual presentation of a series of paleogeographic-paleotectonic maps. AAPG Memoir, **43**, pp. 164-196

ANEXOS

ANEXO A

MAPAS DE TOPO DE UNIDADES SISMO-ESTRATIGRÁFICAS

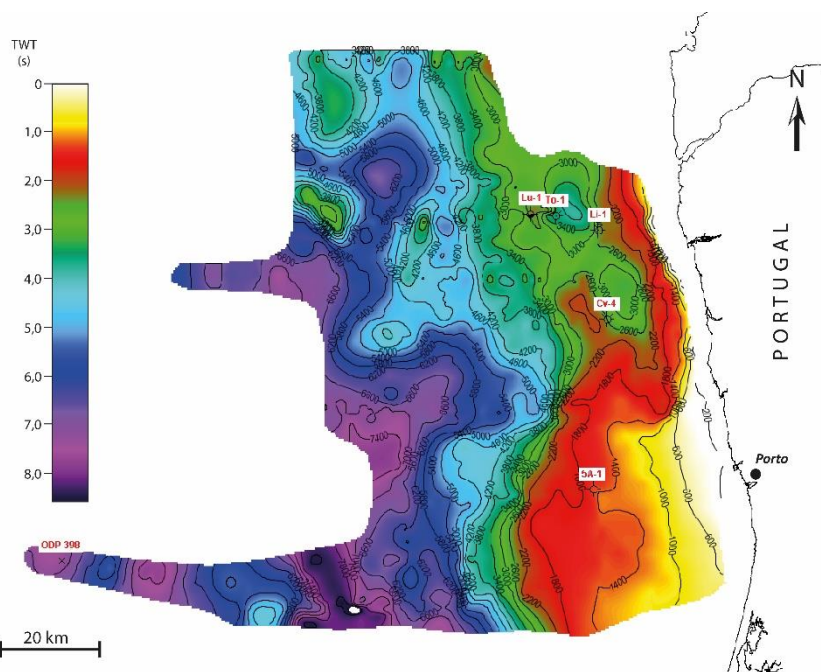


Figura A.1 – Mapa de contorno estrutural da base da sequência Meso-Cenozóica (topo do Soco Hercínico)

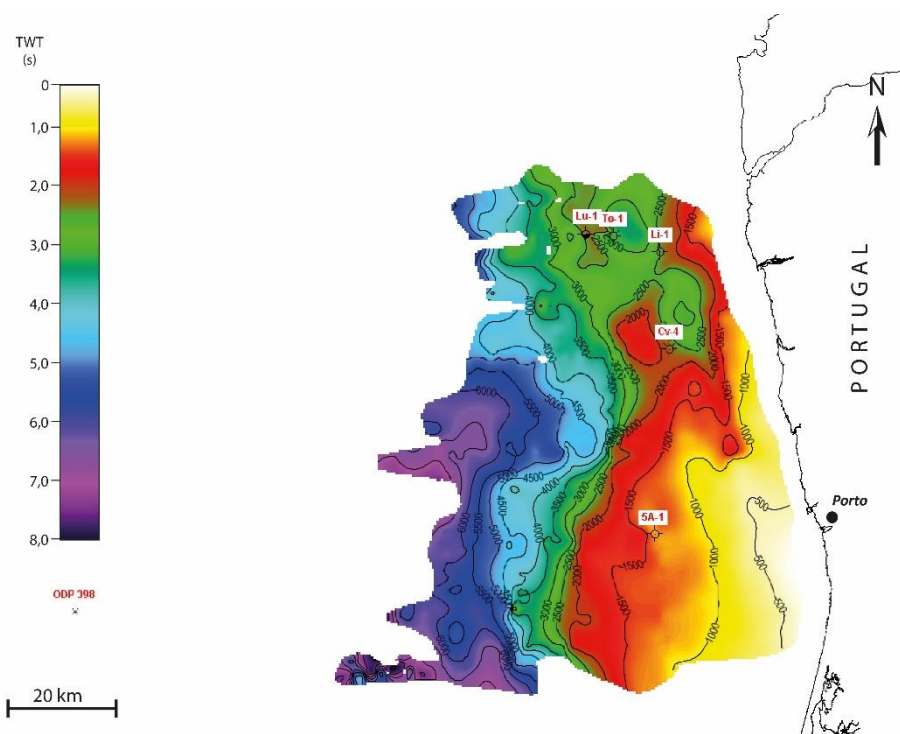


Figura A.2 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U1 (Formação de Silves & Formação de Dagorda), do Triásico Superior ao Hetangiano

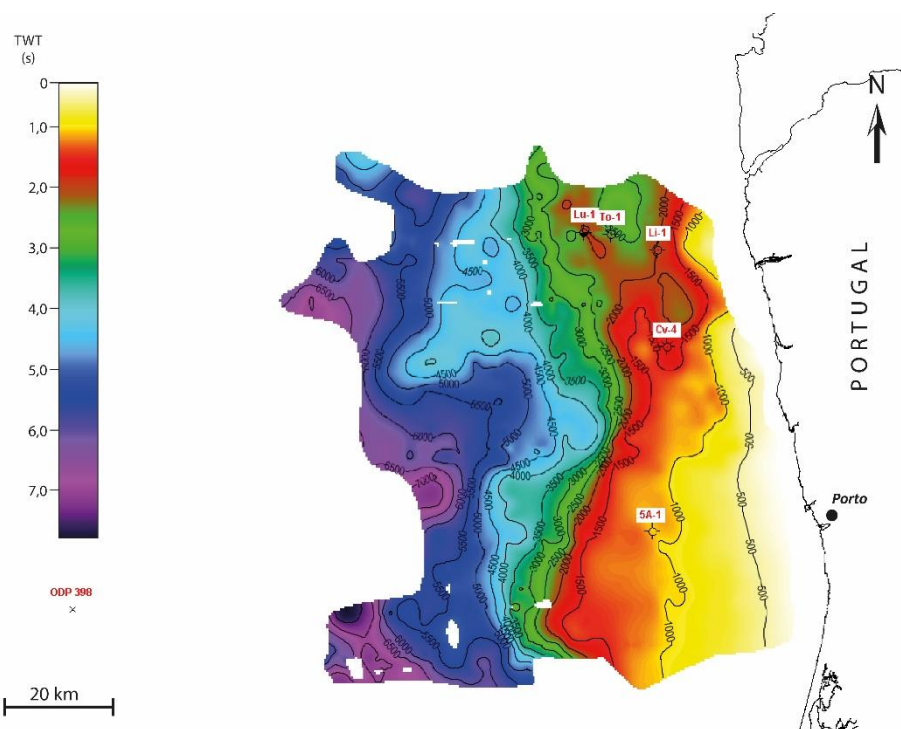


Figura A.3 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U2 (Formação Esturjão), do Sinemuriano ao Caloviano

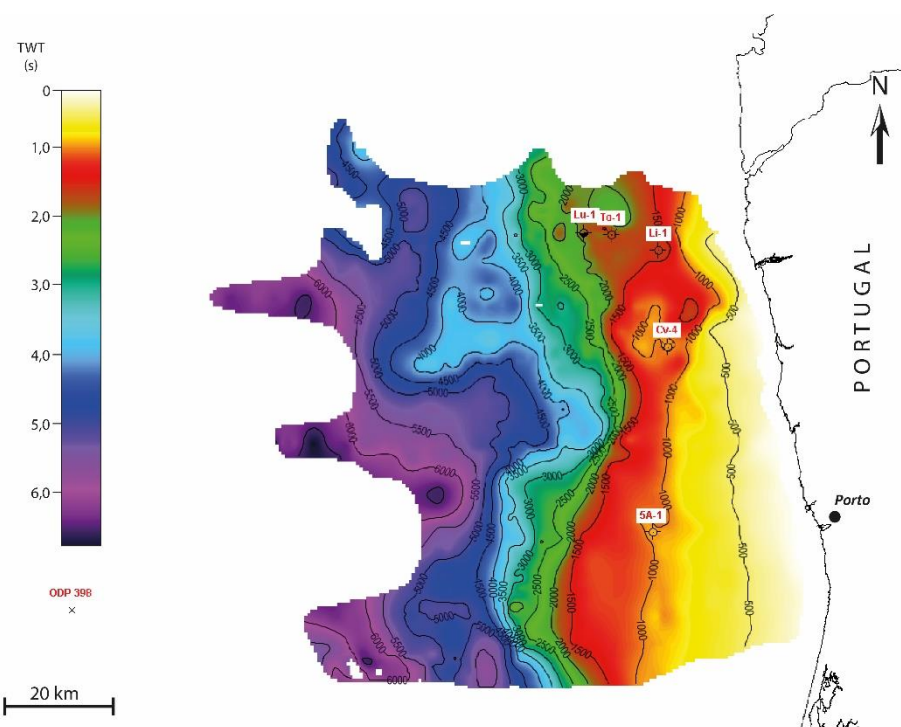


Figura A.4 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U3 (Formação Cabo Mondego, Formação Alcobaça/Grés Superiores, Formação Linguado), do Oxfordiano ao Berriasiano

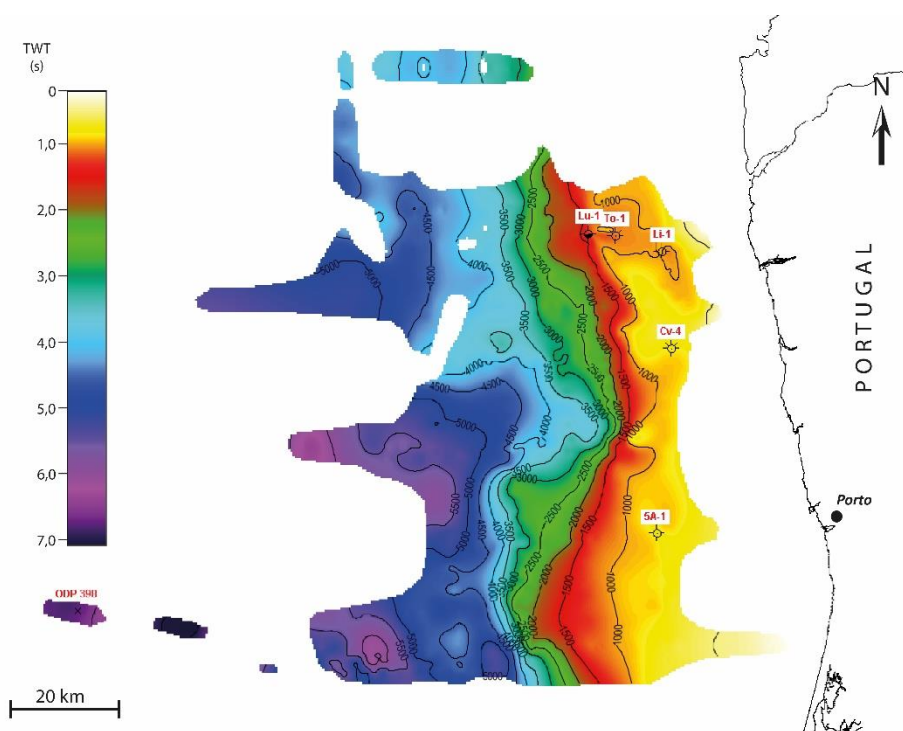


Figura A.5 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U4a (Formação Torres Vedras, ante-*breakup* continental), do Berriasiano ao Aptiano Superior

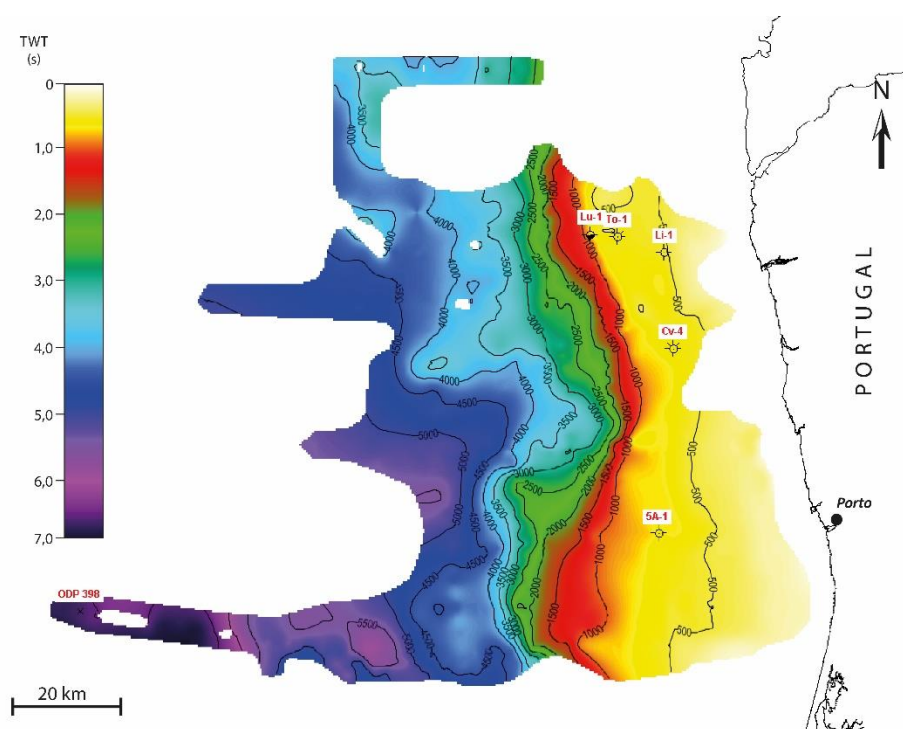


Figura A.6 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U4b (Formação Torres Vedras, pós-*breakup* continental), correspondente ao Aptiano

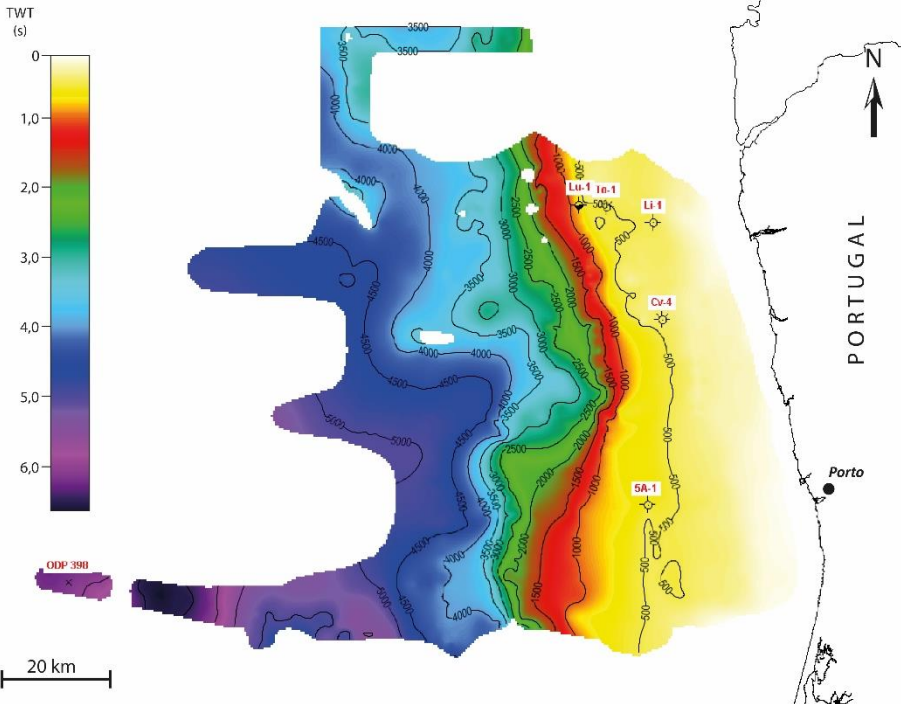


Figura A.7 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U5 (Formação Cacém), do Cenomaniano ao Turoniano

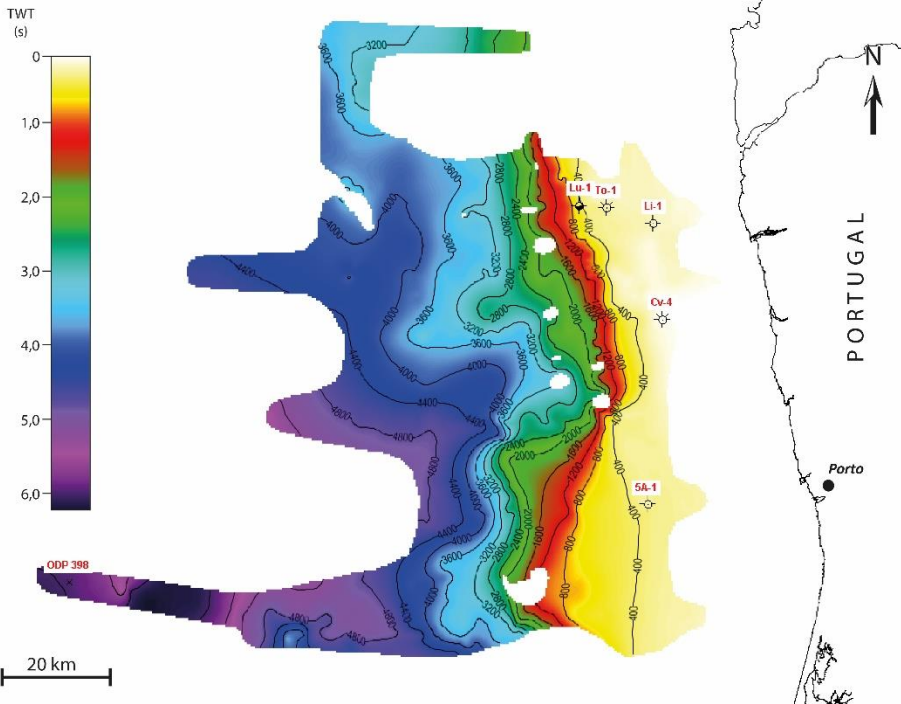


Figura A.8 – Mapa de contorno estrutural do topo da unidade sismo-estratigráfica U6 (Formação Gândara, Formação Carapau, Formação Dourada), do Turoniano ao Maastrichtiano Superior

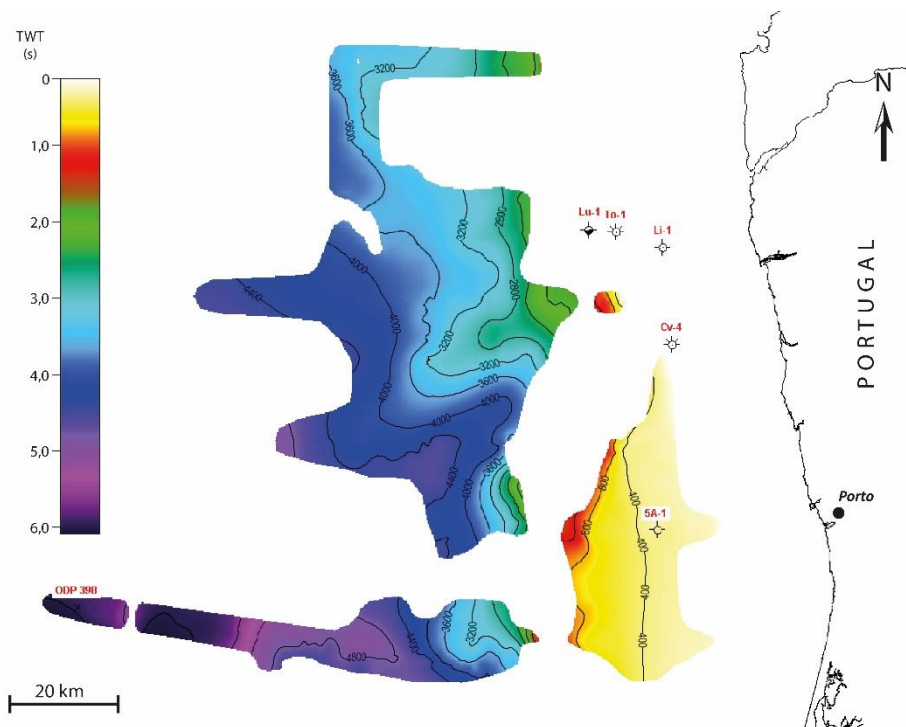


Figura A.9 – Mapa de contorno estrutural da base do Terciário (base da Formação Espadarte), do Paleocénico

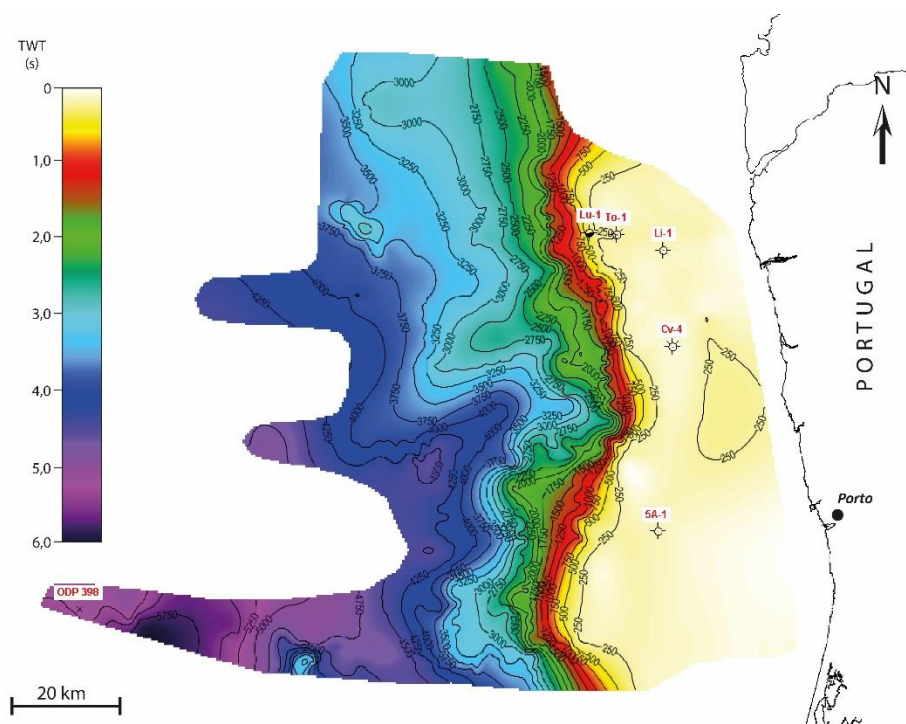


Figura A.10 – Mapa de contorno estrutural do actual fundo do mar

ANEXO B

PERFIS SÍSMICOS INTERPRETADOS: LOCALIZAÇÃO

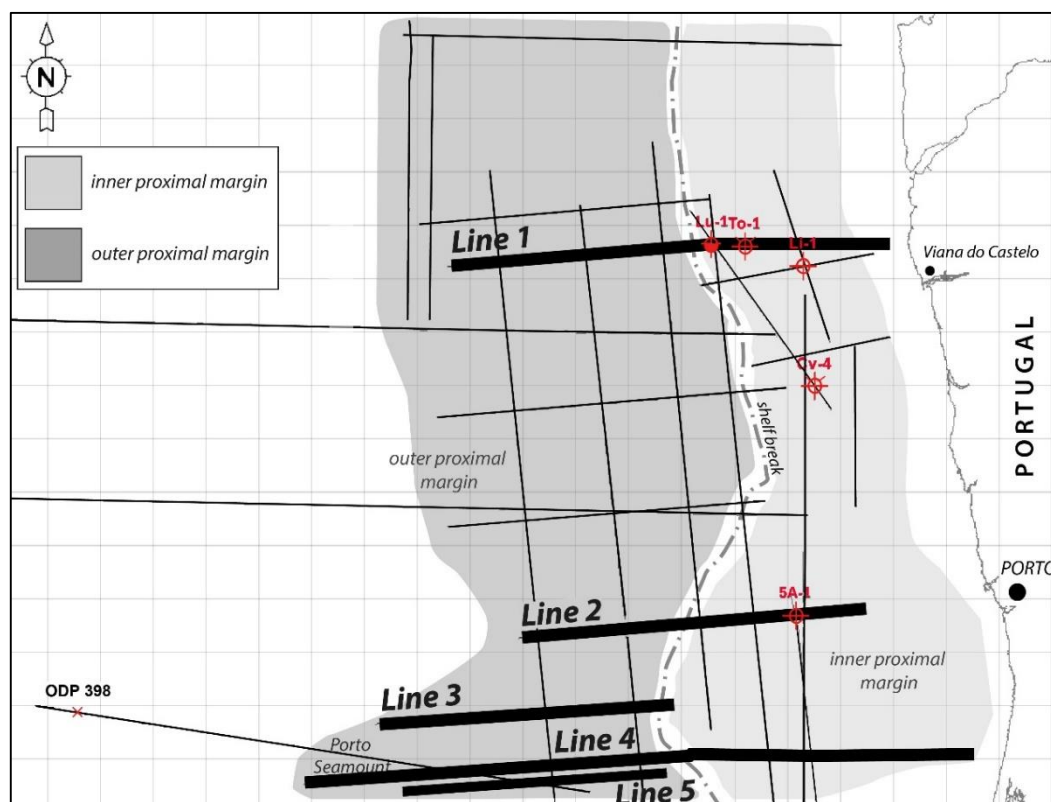
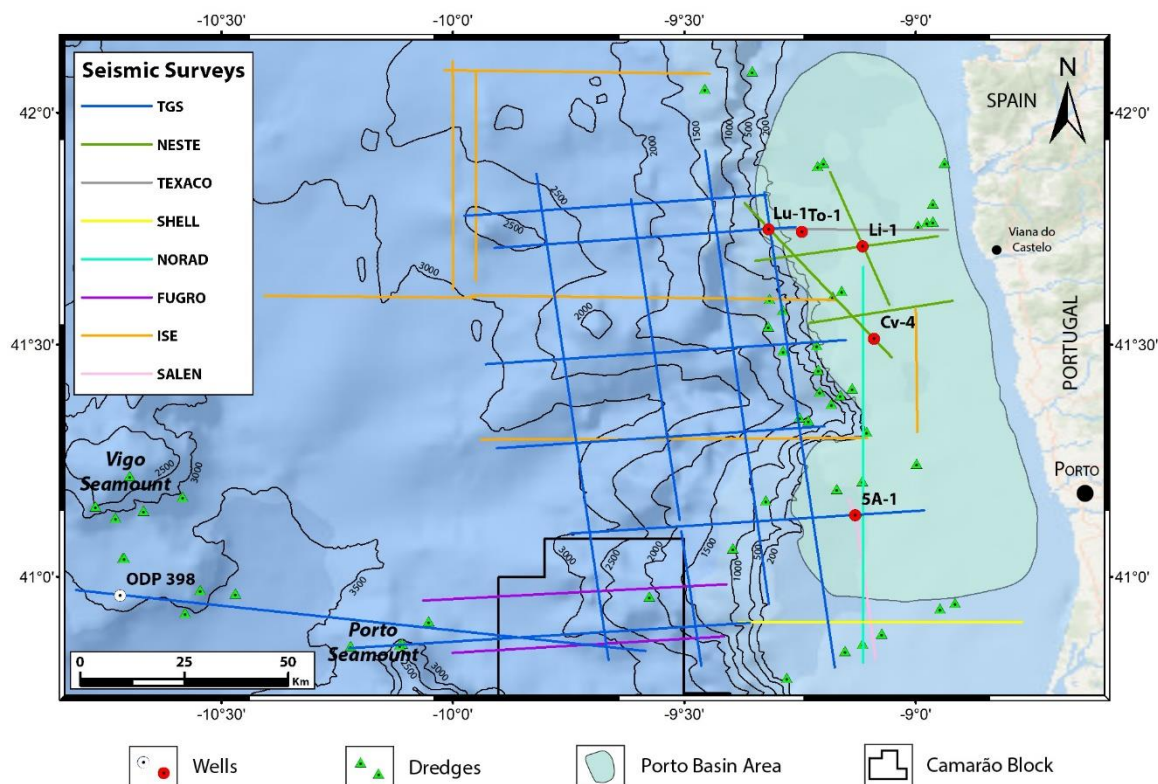


Figura B.1 – Mapa de localização das campanhas sísmicas interpretadas, e mapa de localização dos cinco perfis interpretados que se apresentam de seguida

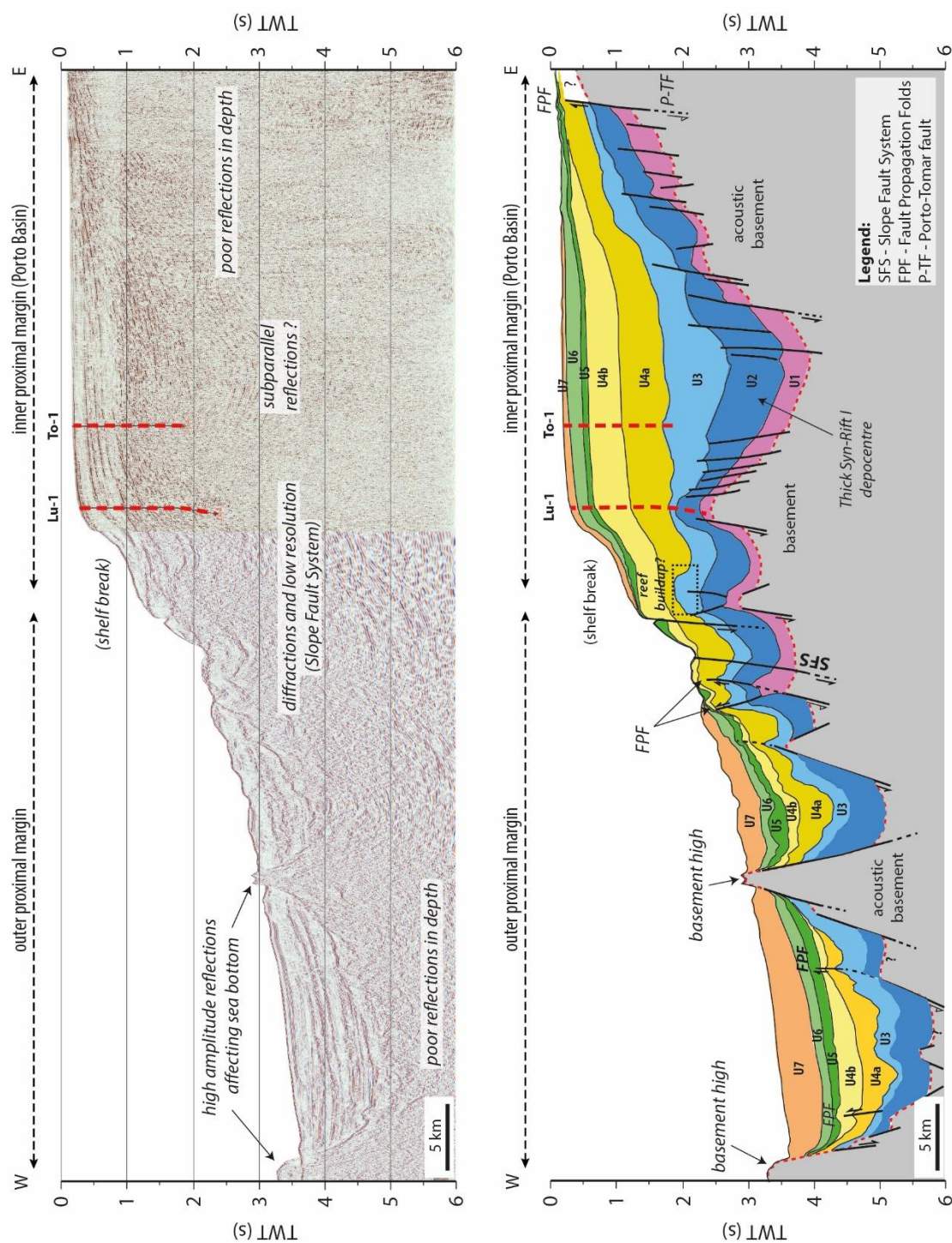


Figura B.2 – Perfil sísmico interpretado (*Line 1*)

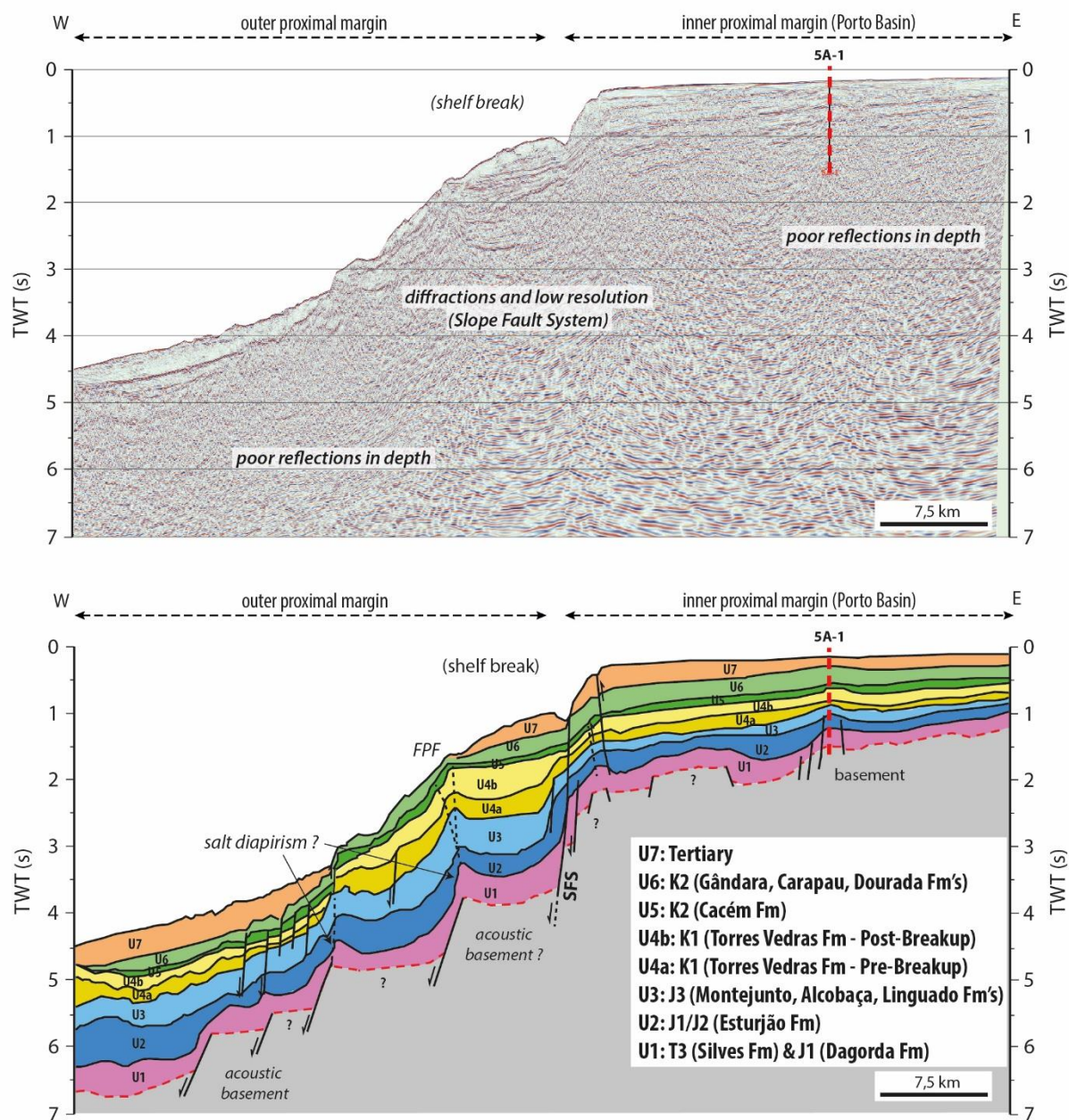


Figura B.3 – Perfil sísmico interpretado (*Line 2*)

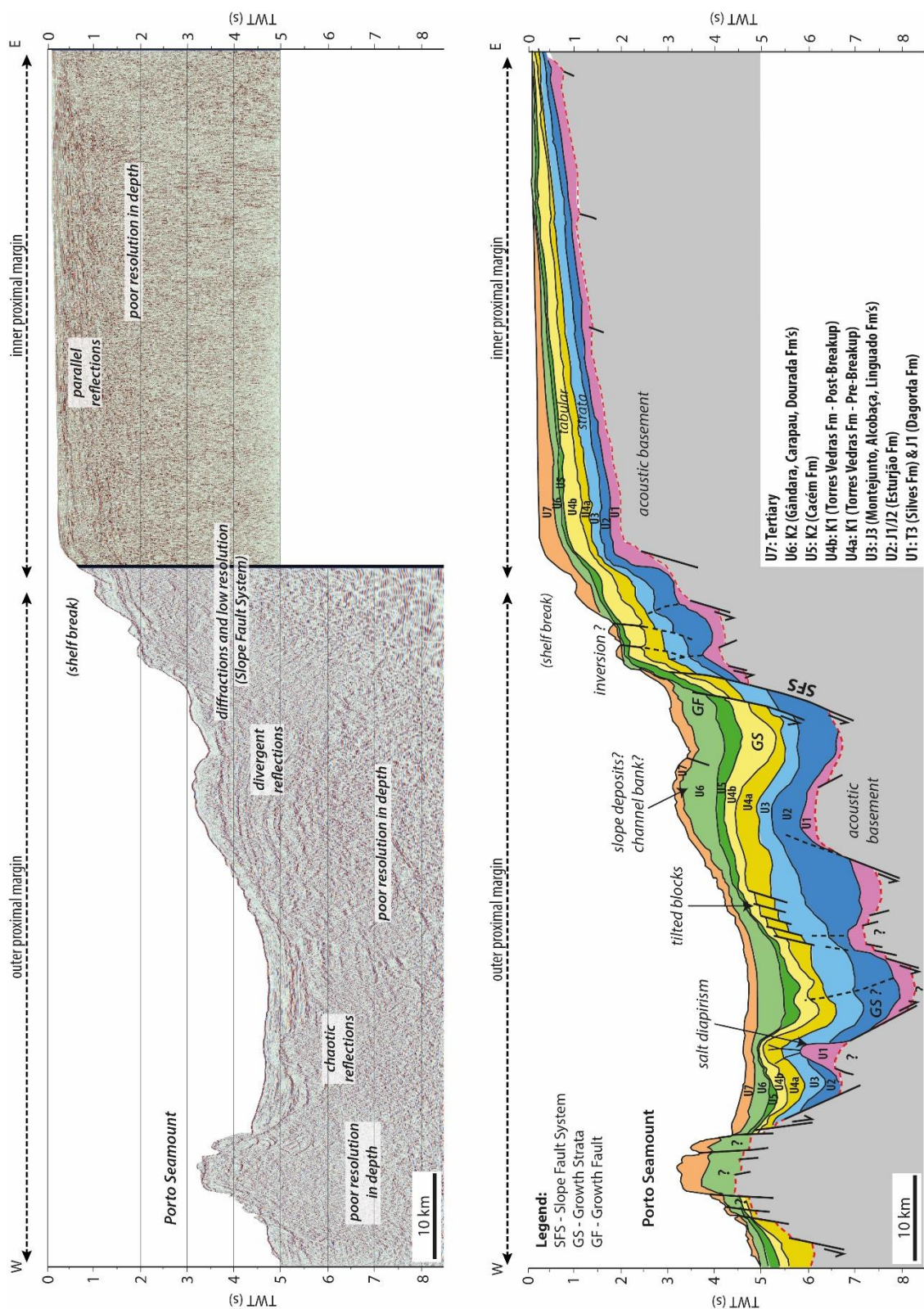


Figura B.4 – Perfil sísmico interpretado (*Line 3*)

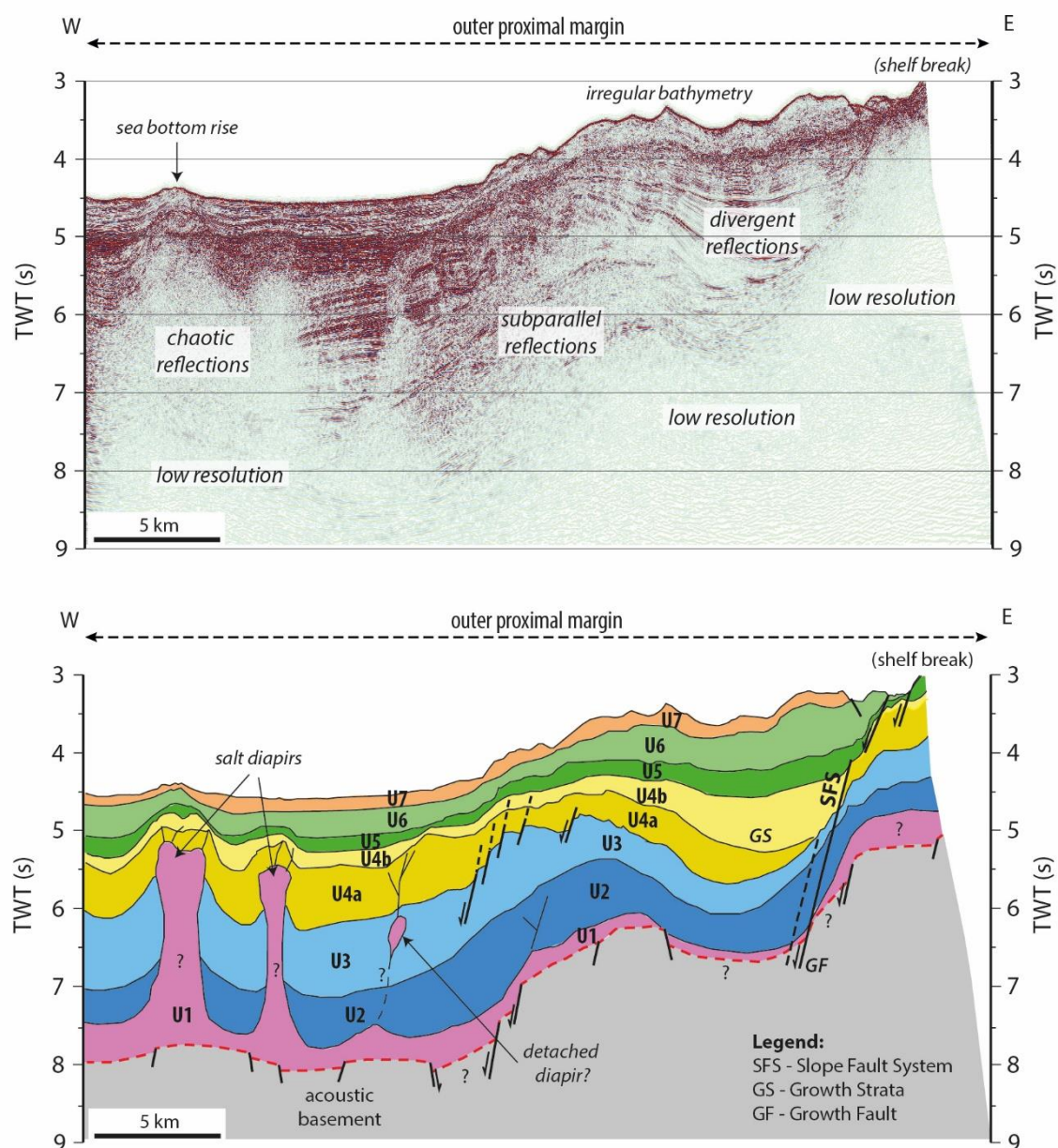


Figura B.5 – Perfil sísmico interpretado (**Line 4**)

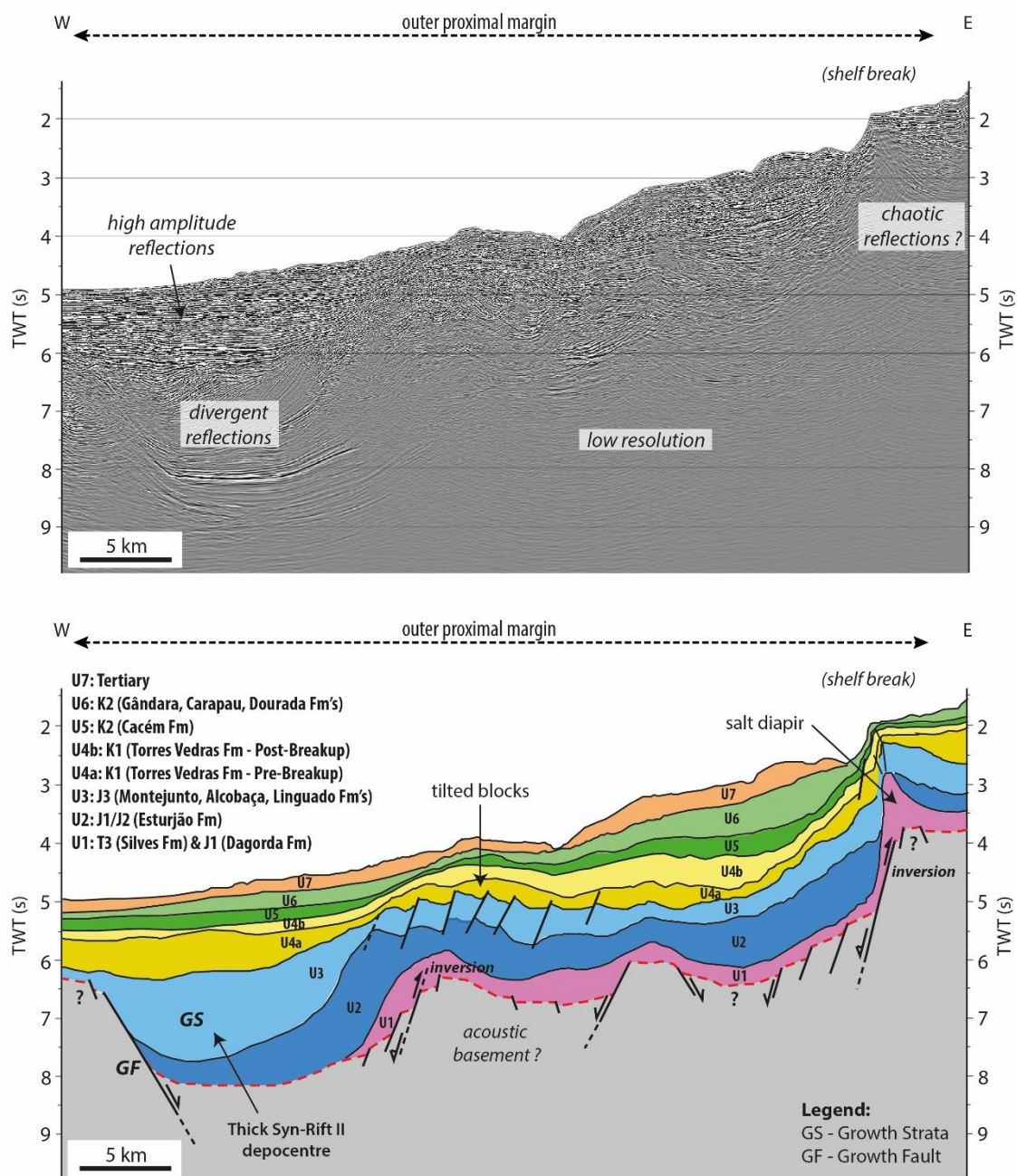


Figura B.6 – Perfil sísmico interpretado (*Line 5*)